Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio

Ana C. Azerêdo[1], Luis V. Duarte[2],
M. Helena Henriques[2] e G. Manuppella[3]

Lisboa, 2003

[1] Departamento de Geologia e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
[2] Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra
[3] Instituto Geológico e Mineiro

Instituto Geológico e Mineiro

Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio

PREÂMBULO ... 5

RESUMO/ABSTRACT ... 7

INTRODUÇÃO ... 8

BACIA LUSITÂNICA E SUB-BACIA DE SANTIAGO DO CACÉM ... 9

Estado dos conhecimentos e principais trabalhos anteriores ... 9

Triásico Superior: fase inicial de preenchimento da bacia ... 12

Base do Jurássico na Bacia Lusitânica: invasão gradual do mar ... 14

Sinemuriano superior: instalação de uma rampa carbonatada de baixa energia ... 15

Liásico médio e superior: abertura acentuada ao meio marinho ... 16

Passagem Lias-Dogger (Toarciano-Aaleniano): incremento da diferenciação rampa proximal/rampa distal ... 19

Bajociano-base do Batoniano: rampa carbonatada em plena progradação ... 22

Batoniano – Caloviano: expressão máxima da rampa de alta energia ... 25

Passagem Dogger - Malm: megadescontinuidade bacinal; fim do megaciclo sedimentar e depósitos de baixo nível marinho ... 27

BACIA DO ALGARVE ... 28

Estado dos conhecimentos e principais trabalhos anteriores ... 29

Triásico Superior e base do Jurássico: fase inicial de preenchimento da bacia e primeiros sinais de influência marinha ... 29

Liásico: aprofundamento gradual da bacia ... 32

Aaleniano-Bajociano e Batoniano: diferenciação dos ambientes deposicionais ... 33

Caloviano e passagem Dogger-Malm: re-uniformização do regime sedimentar e megadescontinuidade bacinal; fim do megaciclo sedimentar ... 34

NOTA FINAL ... 34

AGRADECIMENTOS ... 34

ANEXO ... 36

BIBLIOGRAFIA ... 37

ESTAMPAS ... 45

PREÂMBULO

Com este volume dá-se início à série "Cadernos de Geologia de Portugal", onde se pretendem reunir sínteses actualizadas sobre a geologia do território nacional, agrupadas em grandes conjuntos estratigráficos.

Quando das Comemorações dos 150 anos da Criação da 1.ª Comissão Geológica, nos anos 1998-99, estava prevista a publicação de uma Memória sobre a Geologia de Portugal. Infelizmente não foi possível concretizar este trabalho e a série que agora se inicia pretente vir, de certo modo, substituí-lo.

A ordem de publicação dos diversos cadernos obedecerá à entrega dos textos dados como prontos para impressão, pelos respectivos autores, prevendo-se que o próximo corresponda ao Cretácico.

Entendemos que o grande progresso registado no conhecimento geológico do País nestes últimos anos justifica plenamente este esforço de actualização e síntese, à semelhança do que foi feito, há cerca de 25 anos, com a "Introduction à la géologie générale du Portugal" (Ribeiro et al., 1979). Esperamos, também, que uma obra desta natureza possa ser um valioso apoio à divulgação da geologia portuguesa e ao seu ensino.

Miguel de Magalhães Ramalho

Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio

From continental dynamics in Triassic times to the Early and Middle Jurassic seas

ANA C. AZERÊDO[1], LUIS V. DUARTE[2], M. HELENA HENRIQUES[2] E G. MANUPPELLA[3]

Palavras-chave: Triásico, Jurássico Inferior e Jurássico Médio; Bacia Lusitânica e Bacia do Algarve; litostratigrafia; biostratigrafia; fácies; paleossistemas deposicionais; descontinuidades; controlos eustático, tectónico e climático.

Resumo: A Bacia Lusitânica e a Bacia do Algarve são duas bacias sedimentares cujas génese e evolução foram determinadas pelo processo de formação do Atlântico Norte e Central, reflectindo também a influência do sector ocidental do Tétis. Neste trabalho, apresenta-se uma síntese das principais características das séries estratigráficas do Triásico, do Jurássico Inferior e do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, da sub-bacia de Santiago do Cacém e da Bacia do Algarve, descritas e interpretadas segundo uma perspectiva integradora e dinâmica dos sistemas deposicionais inferidos para aquelas séries. As principais unidades litostratigráficas correspondentes a cada fase evolutiva são mencionadas, bem como a sua distribuição geográfica e as características paleontológicas mais significativas das formações. Apresenta-se uma proposta de uniformização da litostratigrafia do Trias-Dogger da Bacia Lusitânica, conjugando trabalhos anteriores de diversas fontes (predominantemente cartográficos) e dados dos autores. Desenvolve-se mais a Bacia Lusitânica do que a Bacia do Algarve, porque na primeira a variabilidade e a expressão cartográfica das fácies é maior, tendo sido nela efectuados mais estudos de pormenor nas duas últimas décadas. Refere-se, ainda, sucintamente, a passagem Dogger-Malm, marcada por importantes descontinuidades regionais nas duas bacias.

Key-words: Triassic, Lower Jurassic and Middle Jurassic; Lusitanian and Algarve Basins (Portugal); lithostratigraphy; biostratigraphy; facies; depositional palaeosystems; discontinuities; eustatic, tectonic and climatic controls.

Abstract: The Lusitanian Basin (west-central Portugal) and the Algarve Basin (south Portugal) are two marginal basins associated with the opening of the North and Central Atlantic Ocean, and they also reflect the influence of the western Tethys evolution. This work presents a synthesis of the main features of the Triassic, Lower Jurassic and Middle Jurassic stratigraphical successions of the Lusitanian and Algarve Basins (plus the small Santiago do Cacém sub-basin). These successions are described and interpreted on an integrated basis, highlighting the dynamics of the inferred depositional systems. The main lithostratigraphical units correlative of each evolutionary phase are mentioned, together with the geographical distribution and most significant palaeontological characteristics of each formation. A proposal for a uniform lithostratigraphical nomenclature of the Lusitanian Basin is presented, coupling previous works from several authors (mainly cartographic work) with data from the present authors.
The Lusitanian Basin is treated in more detail than the Algarve Basin. This is because more detailed stratigraphical studies have been developed in the last two decades in the former basin, which shows a stronger facies diversity and a wider cartographic expression of the successions. A brief mention to the Middle-Upper Jurassic transition, marked by important regional discontinuities in both basins, is also made.

1 Coord. do Jurássico Inferior e Médio. Departamento de Geologia e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed.C6, 4º piso, 1749-016 Lisboa, Portugal (acazeredo@fc.ul.pt).

2 Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal (lduarte@ci.uc.pt - hhenriq@ci.uc.pt).

3 Coord. do Triásico. Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal.

Alguns aspectos representativos das séries aqui abordadas são ilustrados fotograficamente no final do trabalho (Ests. I-VII).

BACIA LUSITÂNICA E SUB-BACIA DE SANTIAGO DO CACÉM

A Bacia Lusitânica, de orientação NE-SW (Fig. 2), tem uma extensão de aproximadamente 300 km e uma largura de cerca de 150 km, incluindo a área imersa. A espessura máxima estimada para o preenchimento sedimentar da bacia é de cerca de 5 km (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988); esses sedimentos são sobretudo de idade jurássica, mas abrangem o intervalo Triásico Superior-Cretácico Superior, e cobertura terciária. A leste, a bacia é delimitada pelo Maciço Hespérico, com o qual contacta por falha (Falha de Porto-Tomar); para sul de Tomar, o limite inflecte para SW (Falhas de Arrife-Vale Inferior do Tejo) e, de novo, para SE (Falha de Setúbal-Pinhal Novo). A oeste, o limite físico da bacia está, actualmente, apenas representado pelos horsts de soco aflorantes nos ilhéus das Berlengas e Farilhões. A abertura oceânica definitiva viria a processar-se para ocidente deste limite; periodicamente, movimentação tectónica regional relacionada com diversas fases deste processo geodinâmico induziu descontinuidades de âmbito bacinal (Leinfelder, 1987; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Terrinha *et al.*, 2002).

Estado dos conhecimentos e principais trabalhos anteriores

O estudo das formações do Trias, do Lias e do Dogger da Bacia Lusitânica foi, até à década de 70 do século XX,

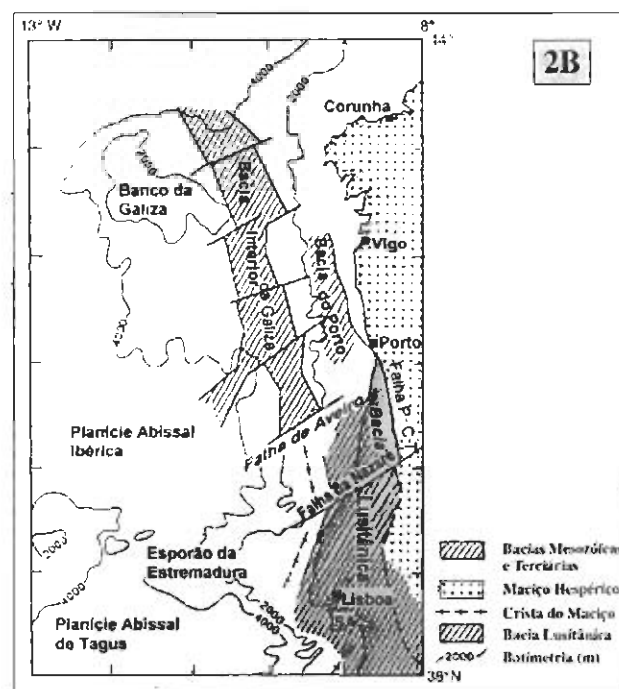
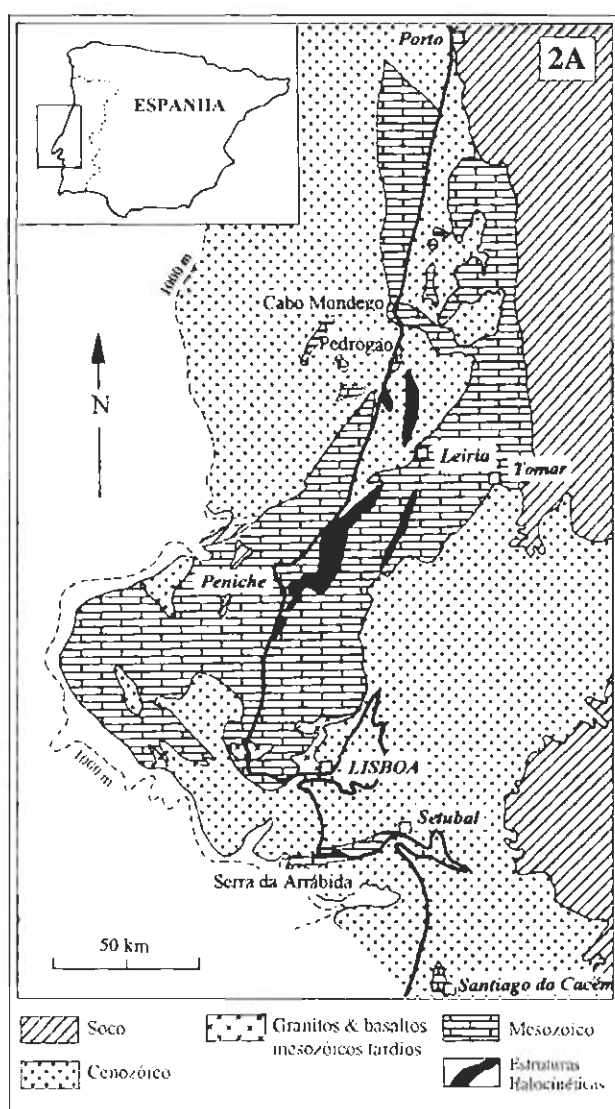



Fig. 2 – A) Mapa geológico simplificado da Bacia Lusitânica, evidenciando apenas as grandes áreas de afloramento e sua extensão no "offshore" (baseado nas cartas geológicas dos SGP/IGM e, para o "offshore", também em Boillot *et al.*, 1978). B) Limites e configuração geral da Bacia Lusitânica (adaptado de Pinheiro *et al.*, 1996). P-C-T: Porto-Coimbra-Tomar; SA: Serra da Arrábida.

– A) Simplified geological map of the Lusitanian Basin (west-central Portugal), highlighting the main outcrop areas and the offshore extension of the basin (based on the geological maps of the SGP/IGM and, for the offshore, also on Boillot *et al.*, 1978). B) Boundaries and general morphology of the Lusitanian Basin (adapted from Pinheiro *et al.*, 1996). P-C-T: Porto-Coimbra-Tomar; SA: Serra da Arrábida.

norteado por dois objectivos principais: definição da biostratigrafia e da paleobiogeografia com base na macrofauna e nas características litológicas gerais; e realização da cartografia geológica à escala 1:50.000. As diversas etapas e metodologias de trabalho conduziram, nos finais daquela década, a um conhecimento de base fundamental quanto àqueles objectivos, embora com marcadas assimetrias quer em termos geográficos, quer em termos temáticos. Assim, por exemplo, a resolução biostratigráfica foi desenvolvida sobretudo para as formações ricas em amonites, como tal mais nuns locais da Bacia do que noutros e mais para o Lias do que para o Dogger e o Trias (este último por razões óbvias, dada a sua natureza faciológica). Nas duas últimas décadas, para além da continuação dos trabalhos anteriores, foram desenvolvidas outras vias de estudo, nomeadamente a micropaleontologia e a análise pormenorizada das fácies e das associações sequenciais, bem como a revisão da litostratigrafia e da cartografia com base em novos critérios. Sobre a evolução tectónica da Bacia Lusitânica existem, também, diversos estudos recentes (RIBEIRO *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998; KULLBERG, 2000; TERRINHA *et al.*, 2002; ALVES *et al.*, 2002, 2003). Referem-se, de seguida, as principais publicações mais directamente relacionadas com o presente trabalho.

Biostratigrafia e paleobiogeografia

Para além da sempre presente obra pioneira de P. Choffat (CHOFFAT, 1880, 1882, 1903-1904, 1905, 1908a,b), os principais trabalhos daquela primeira fase, baseados nas faunas de amonóides e, secundariamente, de braquiópodes, foram desenvolvidos por Mouterde e colaboradores (MOUTERDE 1955, 1967; MOUTERDE & RUGET, 1955, 1957, 1967, 1975; RUGET-PERROT & MOUTERDE, 1957; MOUTERDE *et al.*, 1971a,b, 1978, 1979); ainda na mesma linha, RUGET-PERROT (1955, 1961) e, para a região da Arrábida, também TINTANT (1967). Mais recentemente, os estudos baseados naqueles grupos paleontológicos têm prosseguido para o Lias-base do Dogger das regiões norte e centro da bacia (MOUTERDE & ROCHA, 1981; PHELPS, 1985; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987; HENRIQUES, 1992, 1995, 1996, 1998; ALMÉRAS, 1994; HENRIQUES *et al.*, 1996; MOUTERDE *et al.*, 1998a, b). pontualmente também para o Dogger superior (CARIOU *et al.*, 1988; RUGET *et al.*, 1988; MANGOLD, 1990; ALMÉRAS *et al.* 1991).

Os estudos micropaleontológicos existentes para o Lias-Dogger inferior incidem, principalmente, sobre nanofósseis calcários (HAMILTON, 1977, 1979; BERGEN, 1987; DE KAENEL & BERGEN, 1993; HENRIQUES *et al.*, 1994; DE KAENEL *et al.*, 1996; PERILLI & DUARTE, 1999, 2003), havendo, também, trabalhos recentes sobre ostracodos do Domeriano (BRUNEL *et al.*, 1998; N'ZABA-MAKAYA *et al.*, 1998). Para o Dogger, os principais estudos micropaleontológicos incidem sobre os foraminíferos bentónicos imperfurados, de meio marinho interno; estes últimos são, na ausência de amonites, o suporte biostratigráfico para a maior parte da série do Dogger da Bacia Lusitânica (MANUPPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993, 1995, 1999; MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996; MARTINS, 1998a; MARTINS *et al.*, 2001) e de Santiago do Cacém (MANUPPELLA, 1983). Registem-se, ainda, vários trabalhos recentes relativos a ostracodos do Dogger terminal-base do Malm (CABRAL *et al.*, 1998, 1999, 2001, 2003; CARAPITO, 1998; COLIN *et al.*, 2000; CABRAL & COLIN, 2002); para o mesmo intervalo, faunas de foraminíferos pequenos bentónicos, de meio marinho aberto, estão referidas em CARAPITO (1998) e em AZERÊDO *et al.* (2000, 2002 a, b).

Litostratigrafia e análise sequencial

No decurso dos trabalhos anteriormente referidos e da realização da cartografia das formações sedimentares em apreço (sobretudo devida a G. Zbyszewski, G. Manuppella e colaboradores), bem como em resultado dos trabalhos das empresas de prospecção petrolífera, foram sendo criadas ou utilizadas muitas designações informais e/ou baseadas em critérios diversos dos critérios litostratigráficos *sensu stricto*. Apesar de, a escala restrita, serem úteis as designações locais, o objectivo do presente trabalho e o progresso dos conhecimentos relativos à organização das sequências no conjunto da bacia justificam a tentativa de encontrar um esquema litostratigráfico de síntese para o Trias-Dogger da Bacia Lusitânica, que aqui propomos a nível de Formações (Fig. 3). Embora parte destas não esteja, em rigor, formalizada, há caracterização suficiente na bibliografia, onde têm sido utilizadas estas designações ou próximas (ver Anexo, p. 36). Esta proposta beneficia do progresso anterior no mesmo sentido expresso na nova CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL à escala 1:500.000, dos SGP (1992), bem como de algumas propostas sectoriais contidas, nomeadamente, em SOARES *et al.* (1985,1993a,b), ROCHA *et al.* (1990) e DUARTE & SOARES (2002) e conjuga elementos próprios dos presentes autores com os de diversas fontes: além das imediatamente supracitadas, CHOFFAT (1880, 1882, 1903-1904, 1908a), PALAIN (1976), MANUPPELLA (1983), BARBOSA *et al.* (1988), ALMEIDA *et al.* (1991), MANUPPELLA & AZERÊDO (1996), MANUPPELLA *et al.* (1998). Na Fig. 3 omitiram-se as lacunas apenas identificadas no registo paleontológico, devido à desigualdade de resolução destes estudos no conjunto das séries do Trias-Dogger da bacia.

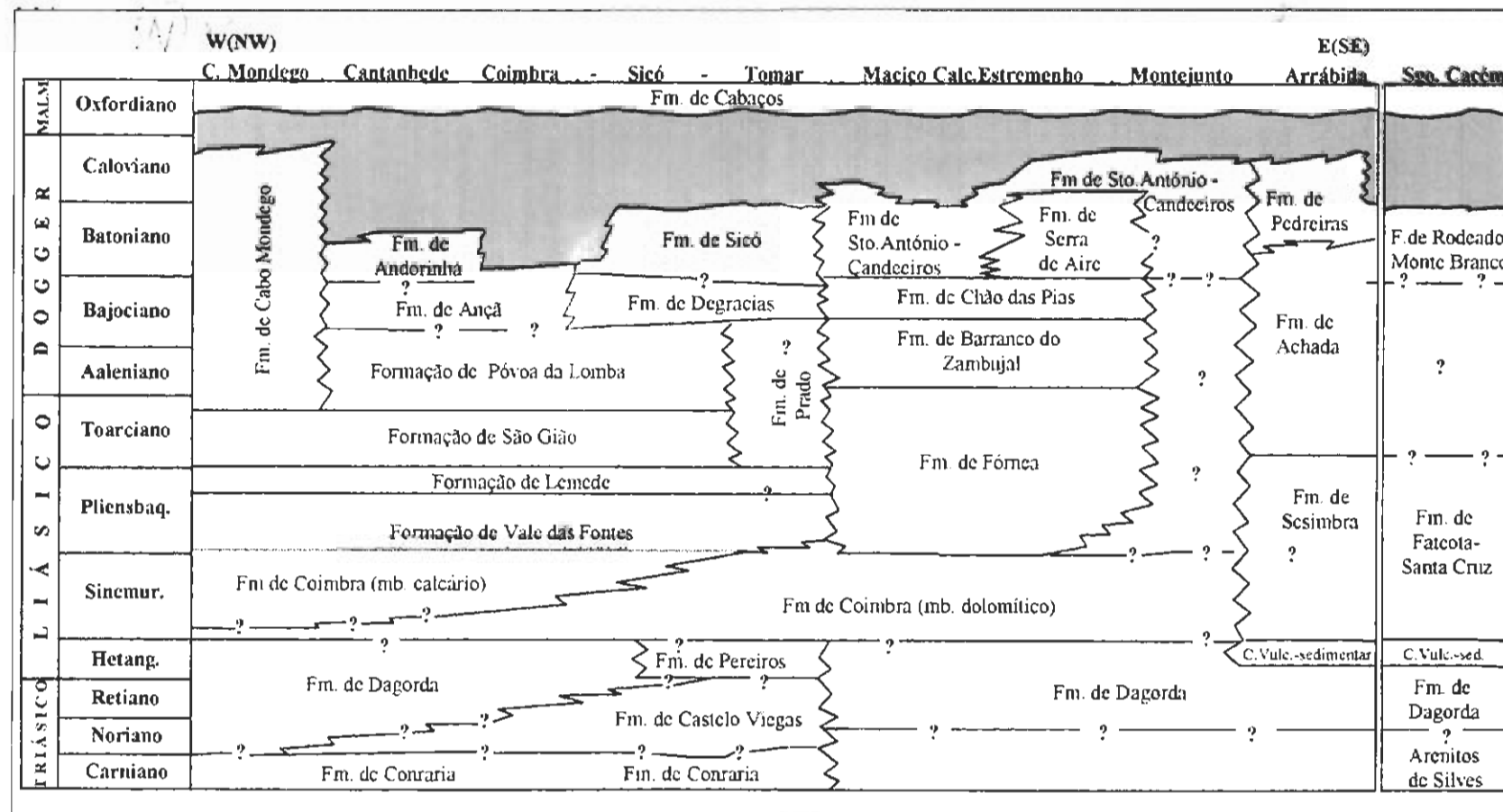



Fig. 3 – Síntese litostratigráfica com proposta de uniformização da respectiva nomenclatura, para o Triásico, Jurássico Inferior e Jurássico Médio da Bacia Lusitânica e da sub-bacia de Santiago do Cacém, integrando elementos dos presentes autores com os de diversas fontes, nomeadamente: Choffat (1880, 1882, 1903-1904, 1908a), Palain (1976), Manuppella (1983), Soares *et al.* (1985,1993a,b), Barbosa *et al.* (1988), Rocha *et al.* (1990), Almeida *et al.* (1991), Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000 (SGP, 1992), Manuppella & Azerêdo (1996), Manuppella *et al.* (1998) e Duarte & Soares (2002). Não se representam descontinuidades, dada a sua diversa natureza e expressão, para maior clareza do esquema; veja-se, também, o texto. A região de Peniche, sendo um caso particular, não está especificada neste quadro; veja-se, para esta região, a Fig. 6.

– Synthesis of the lithostratigraphy and proposed uniform terminology for the Triassic to Middle Jurassic series of the Lusitanian Basin and the Santiago do Cacém sub-basin. This proposal couples data from the present authors with several sources, namely: Choffat (1880, 1882, 1903-1904, 1908a), Palain (1976), Manuppella (1983), Soares *et al.* (1985,1993a,b), Barbosa *et al.* (1988), Rocha *et al.* (1990), Almeida *et al.* (1991), Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000 (SGP, 1992), Manuppella & Azerêdo (1996), Manuppella *et al.* (1998) and Duarte & Soares (2002). For the sake of clarity, discontinuities are not represented, because of their distinct nature and importance; see the text also. The Peniche region, which is a particular case, is not included in this table; see Fig. 6 for this region.

Com base na interpretação das condições ambientais que terão assistido à deposição das formações, têm sido propostos quadros sequenciais (megassequenciais), tradutores das tendências verticais na relação paleoambiental das suas fácies (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985; 1993a,b; DUARTE, 1991, 1995, 1997; SOARES & DUARTE, 1995, 1997). Estas unidades megassequenciais (A a H), definidas preferencialmente para o sector norte da Bacia Lusitânica (a N da falha da Nazaré), dada a particularidade da sedimentação conter um bom refinamento biostratigráfico, correspondem basicamente a ciclos de 2ª ordem, sendo delimitadas por descontinuidades de valor regional. Apesar das necessárias reservas impostas pela menor precisão biostratigráfica, também para o sector centro-sul da bacia a sucessão estratigráfica do Dogger tem sido ultimamente interpretada em termos de grandes conjuntos sedimentares com significado à escala da bacia (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993, 1998). Neste domínio, mas com amplitudes geográfica e temporal limitadas, contam-se ainda os contributos de GUÉRY (1984), WRIGHT & WILSON (1984) e GUÉRY *et al.* (1986).

Triásico Superior: fase inicial de preenchimento da bacia

A génese, estruturação e preenchimento iniciais da Bacia Lusitânica estão directamente relacionados com a primeira fase de "rifting" associada à formação do Atlântico que, como se disse na introdução, é generalizadamente considerada como tendo ocorrido no Triásico Superior. Esse processo de "rifting" abortou, pelo que não houve geração de crosta oceânica; formou-se uma topografia irregular e dinâmica, de blocos limitados por falhas normais, relacionados com reactivação de acidentes do soco (vejam-se, por exemplo, RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; WILSON *et al.*, 1989). Os depósitos correlativos destas condições de tectónica activa, erosão de relevos e preenchimento de depressões são, logicamente, de natureza essencialmente aluvio-fluvial (conglomerados, arenitos e pelitos vermelhos), com espessura muito variável em toda a bacia. Estes depósitos terrígenos são os principais constituintes dos chamados "Grés de Silves" (CHOFFAT, 1887, 1903-1904; PALAIN, 1976), que passam lateral e superiormente a sedimentos pelítico-carbonatados e evaporíticos, conhecidos pela designação de "Margas de Dagorda" (CHOFFAT, 1882, 1903-1904; PALAIN, 1976) e que abrangem já a base do Liásico. Ambas as unidades são, actualmente, subdivididas e/ou redefinidas, com designações diferenciadas para diferentes sectores da bacia, como se explana de seguida.

A norte do Tejo, as séries mesozóicas mais antigas afloram ao longo de uma faixa longitudinal, desde as imediações de Tomar até às proximidades de Aveiro (Angeja) e correspondem a unidades detríticas triásicas que assentam, geralmente, em discordância angular sobre unidades do Precâmbrico e do Paleozóico Inferior. Localmente (região do Buçaco), cobrem unidades terrígenas grosseiras do Carbónico Superior (Formação de Monsarros, *in* WAGNER *et al.*, 1983). Aquelas séries, incorporadas desde os trabalhos pioneiros de Choffat (CHOFFAT, 1887) nos chamados "Grés de Silves", subdivididos por este autor em "Grés à rouge brique" e "Grés à nuances claires" (Fig. 4), correspondem a um conjunto de sedimentos de litologia variada: conglomerados poligénicos, arcoses, arenitos feldspáticos, pelitos, de cor avermelhada em especial na base, dispostos em sequências positivas. Utilizando a terminologia alostratigráfica seguida por PALAIN (1976), os "Grés de Silves" são subdivididos em três unidades megassequenciais (A, B e C), sendo claramente de idade triásica a megassequência A e, parcialmente, a megassequência B (termo B1 de PALAIN; Fig. 4). Estas megassequências são delimitadas por descontinuidades regionais erosivas que, segundo SOARES *et al.* (1993) e SOARES & DUARTE (1995), traduzem reajustamentos tectónicos, consequentes do processo distensivo ocorrido na bacia durante o início do Mesozóico. Estes efeitos são notórios na sedimentação através de uma acumulação fortemente clástica (cascalhenta), no início de cada fase deposicional (dos termos A1 e B1 de PALAIN). A organização caótica destes depósitos, alimentados de oriente a partir do Maciço Hespérico, sugere sedimentação em cones aluviais, tendendo distalmente a evoluir para sub-ambientes de planície aluvial. O termo A2, consideravelmente mais fino, mostra um estilo acentuadamente rítmico de litofácies areníticas e pelíticas, chegando a atingir, por vezes, o pólo químico (dolomite e sulfatos), o que comprova um carácter mais distal da sedimentação. Em todo este contexto deposicional, o clima seria quente e com estações contrastadas (PALAIN, 1976).

Os diversos trabalhos de cartografia realizados na região do Baixo Mondego, liderados por A. F. Soares (SOARES *et al.*, 1985; SOARES, 1987, *in* ROCHA *et al.*, 1987; SOARES & MARQUES, *in* ALMEIDA *et al.*, 1991), tomando como base o corte-tipo do Triásico na região de Coimbra (Conraria-Pereiros), permitiram converter as unidades megassequenciais de PALAIN (1976) em unidades litostratigráficas (Camadas de Conraria, Camadas de Castelo Viegas e Camadas de Pereiros, *in* SOARES *et al.*, 1985, 1993; ROCHA *et al.*, 1990) que no presente trabalho são consideradas como Formações (Figs. 3 e 4). Estudado por variadíssimos autores (CHOFFAT, 1894, 1903-1904; CARVALHO, 1946, 1950, 1951; PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985; SOARES, 1987 *in* ROCHA, 1987; ROCHA *et al.*, 1990),

CHOFFAT (1880-1904)	CARVALHO (1950)	PALAIN (1976)	SOARES *et al.* (1985) & ROCHA *et al* (1990)	PRESENTE TRABALHO	CRONOSTRATIG	
					Sinemuriano	JURÁSSICO
GRÈS DE SILVES: C. de Pereiros; Marnes de Dagorda	Camadas de Pereiros	C2; C1 (10m); B2 (6m)	GRUPO GRÉS DE SILVES: Camadas de Pereiros (50-60m): Pelitos margosos e dolomias gresosas; Grés e C. meniscoides; N. Isocyprina e Prom.	Fm. de Pereiros; Fm de Dagorda	Hetangiano	JURÁSSICO
GRÈS DE SILVES: Grès à Nuances Claires; Marnes de Dagorda	Camadas de Castelo Viegas	B1 (cerca de 210m)	GRUPO GRÉS DE SILVES: Camadas de Castelo Viegas (180m)	Fm de Castelo Viegas; Fm de Dagorda	Retiano; Noriano	TRIÁSICO
GRÈS DE SILVES: Grès à Rouge Brique	Camadas da Conraria	A2 (80m); A1 (100-140m)	GRUPO GRÉS DE SILVES: Camadas da Conraria (< 50m): Grés com Voltzia ribeiroi	Fm de Conraria	Carniano	TRIÁSICO
LACUNA					Ladiniano	

Fig. 4 – Correlação das unidades litostratigráficas utilizadas por diversos autores para o Triásico – base do Jurássico da Bacia Lusitânica.
– Correlation of the lithostratigraphic units used by different authors for the Triassic – lowermost Jurassic of the Lusitanian Basin.

aquele corte constitui a grande referência do Triásico na Bacia Lusitânica, devido às condições excepcionais de exposição e à sua espessura. Assim, a **Formação de Conraria** engloba os termos A1 e A2, este também designado por "Grés com *Voltzia ribeiroi*" (*in* ROCHA *et al.*, 1990; Fig. 4). O termo B1, particularmente expressivo em termos cartográficos na região de Coimbra, corresponde à **Formação de Castelo Viegas**. Apesar das desigualdades na estimativa das espessuras feita pelos diversos autores que estudaram estas unidades na região de Coimbra, aquelas duas formações deverão aqui totalizar uma espessura máxima próxima dos 350m, diminuindo consideravelmente para sul, na direcção de Tomar. Outros locais afiguram-se também importantes para o conhecimento do Triásico a norte do Tejo, tal como é referido em PALAIN (1976), nomeadamente as regiões de Águeda, Luso-Anadia, Penela, Avelar, Alvaiázere e Areias (Tomar).

Na ausência de marcadores paleontológicos fiáveis, aquelas duas formações têm sido colocadas no Triásico. De facto, elas são subjacentes à **Formação de Pereiros** (veja-se a seguir), cujo termo basal (termo B2 de PALAIN) contém fósseis de moluscos, como *Isocyprina germari* (DUNKER) e *Promalthildia turritela* (DUNKER), atribuídos ao Hetangiano (CHOFFAT, 1880; BOEHM, 1903, PALAIN, 1976, 1979; ROCHA *et al.*, 1990). O estudo palinológico do termo A2, incluído na **Fm. de Conraria**, permitiu atribuí-lo ao Carniano-Noriano (ADLOFF *et al.*, 1974). Há, contudo, autores que admitem a passagem Triásico-Jurássico no interior da **Fm. de Castelo Viegas** (SOARES *et al.*, 1985; ROCHA *et al.*, 1990; SOARES & DUARTE, 1995). No entanto, GOMES (1996, p.107), através de estudos de paleomagnetismo efectuados nos grés vermelhos dos termos A1 e A2, aponta uma idade claramente carniana para a **Fm. de Conraria**, entre o Juliano (A1) e o Tuvaliano (A2), o que vem reforçar a atribuição estratigráfica tradicionalmente admitida. Nas regiões ocidental e sul da bacia (excluindo o sector de Santiago do Cacém), as fácies terrígenas grosseiras não afloram; há registo de subsuperfície da sua ocorrência, nomeadamente, na base da série atravessada pela sondagem São Mamede-1 (C.P.P.; zona de Fátima), que atingiu 3391,59m de profundidade (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1974; MANUPPELLA *et al.*, 2000).

De facto, a W e a S da bacia, a base do Mesozóico corresponde, em afloramento, às fácies típicas da **Formação de Dagorda** ("Margas de Dagorda" *sensu* CHOFFAT, 1882, 1903-1904, 1905), consensualmente atribuída ao Triásico Superior-Hetangiano (CHOFFAT, 1882, 1903-1904; PALAIN, 1976; ROCHA *et al.*, 1990; SOARES *et al.*, 1993a; Figs. 3, 4).

Quanto ao Triásico a sul do Tejo, importa individualizar o sector de Santiago do Cacém. Este sector, que se situa a cerca da meia distância entre a região da Arrábida e a Bacia Algarvia, corresponde a uma pequena sub-bacia instalada numa fossa tectónica de direcção aproximadamente N-S. Os primeiros depósitos mesozóicos são terrígenos, de cor vermelha, correspondentes aos "Grés de Silves" (CHOFFAT 1887; PALAIN 1976, 1979) ou **Arenitos de Silves** (MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993), que assentam em discordância angular sobre o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, tal como observável no Alto do Guerra, na estrada Grândola-Sines. Os **Arenitos de Silves** iniciam-se por conglomerados, a que se segue alternância de arenitos vermelhos com pelitos subordinados e raros níveis conglomeráticos poligénicos, heterométricos, de matriz argilosa rica em óxidos de ferro, raramente carbonatada. A espessura total é da ordem dos 80-120m. A sedimentação processou-se sob clima semi-árido em planície aluvionar, com rios temporários meandriformes e, também, com formação de leques aluviais (PALAIN 1976, 1979; MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993; PIMENTEL, 1998). Na falta de fósseis, a sua idade (Triásico Superior) é estabelecida por comparação com os afloramentos equivalentes da Bacia Lusitânica e da Bacia Algarvia. Aos **Arenitos de Silves** sucede-se, em Santiago do Cacém, a **Formação de Dagorda**.

Base do Jurássico na Bacia Lusitânica: invasão gradual do mar

Sucedendo-se às séries detríticas grosseiras triásicas, o termo sequencial B2 de Palain (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985, 1993a), cuja base marca a base do Jurássico em Portugal (Fig. 4), representa o primeiro evento sedimentar verdadeiramente denunciador de condições marinhas na bacia. Aquele termo, relativamente homogéneo quanto à sua espessura (cerca de 6m) e materializado por um conjunto de camadas centimétricas, é composto por litotipos carbonatados (calcários e dolomitos), com uma importante fase detrítica. Aflorante apenas na parte leste da bacia, mostra uma fauna de moluscos (*Promalthildia turritela* (DUNKER) e *Isocyprina germari* (DUNKER) que, na ausência de marcadores biostratigráficos mais fiáveis, têm definido a base cartográfica do Hetangiano em Portugal, como foi referido (PALAIN, 1976, 1979; ROCHA *et al.*, 1990). Esta unidade B2, termo final da megassequência B (PALAIN, 1976; SOARES *et al.*, 1985, 1993a), corresponde ao primeiro membro da **Formação de Pereiros**. Esta Formação é materializada, ainda, por mais dois termos sequenciais (C1 e C2 de PALAIN, 1976): o primeiro, exclusivamente gresoso e de carácter lenticular, é particularmente bem visível junto à povoação de Castelo Viegas (cerca de 10m de espessura), nas imediações de Coimbra, onde se assinala o seu corte-tipo; o segundo, bem mais espesso (cerca de 50m), é composto por um conjunto bastante heterogéneo de litofácies, desde areníticas a dolomíticas, com uma macrofauna de moluscos bastante restrita. As características lagunares e pericosteiras destas fácies são bastante óbvias e corroboradas pelas do seu equivalente lateral parcial: a **Formação de Dagorda** (Fig. 3). Esta espessa série argilo-evaporítica (espessura superior a 600 m de sedimentos, segundo SOARES *et al.*, 1993a) favorecida pelas condições de forte subsidência, aflora de forma assinalável nos sectores ocidental e sul da bacia (nomeadamente nas zonas de Soure, Monte Real, Leiria, Caldas da Rainha-Óbidos, Porto de Mós-Rio Maior, Setúbal-Sesimbra), como consequência de processos halocinéticos. As fracturas do soco, que condicionaram a subsidência, controlaram consequentemente a espessura desta formação o que, acrescido da propensão destes depósitos para migrações laterais e verticais, torna aquela difícil de estimar. Por outro lado, a espessura diferencial dos sedimentos argilo-evaporíticos influenciou significativamente os padrões de evolução estrutural da bacia (ZBYSZEWSKI, 1959; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1996; WILSON, 1988; ALVES *et al.*, 2003).

A acumulação de importantes níveis de gesso, salgema e outros evaporitos, testemunha o carácter litoral (lagunar e de planície de inundação de maré) destas fácies, num clima certamente quente e seco, a fazer lembrar os actuais ambientes de sabkha. De acordo com diversos autores (e.g. PALAIN, 1976, 1979), estes sedimentos depositaram-se em ambiente de pequena profundidade, alimentados por águas marinhas, provavelmente em sabkas costeiras anidritico-halíticas e em lagunas e lagoas evaporíticas, dando lugar a alternâncias de argilas salgadas, halite e gesso/anidrite. A interdigitação lateral da **Formação de Dagorda** com a **Formação de Pereiros** é evidente (SOARES *et al.*, 1993a; Fig.3). Embora no sector ocidental os pontos de observação da passagem das referidas unidades à unidade suprajacente sejam raros, ambas estão sobrepostas pela **Formação de Coimbra**, maioritariamente de idade sinemuriana (atinge localmente o Carixiano inferior, como se explicitará).

Mais a sul, nas regiões de Setúbal e de Santiago do Cacém, a base do Jurássico assume uma importância

especial. Na região de Setúbal, a **Formação de Dagorda** corresponde à unidade mesozóica aflorante mais antiga (Fig. 3). É constituída por pelitos vermelhos e esverdeados, com argilas dominantemente ilíticas, contendo gesso e sal-gema (este só reconhecido em sondagem) e com intercalações de finas camadas margo-dolomíticas. Aquela formação aflora injectada ao longo de grandes estruturas tectónicas (diapiro de Sesimbra, cavalgamentos da Achada e da Arrábida), apresentando-se fortemente brechificada (MANUPPELLA *et al.*, 1994; MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996). Em Santiago do Cacém, a **Fm. de Dagorda** é maioritariamente composta por pelitos com arenitos e dolomitos argilosos subordinados, sendo notória a ausência de evaporitos em afloramento. No entanto, em profundidade, a presença de gesso e/ou anidrite verifica-se nesta Formação: a sondagem de Monte Paio, que atingiu o Carbónico aos 1133m, cortou gesso e anidrite entre os 999m e os 923,50 m (MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993).

Em ambas as regiões, a **Fm. de Dagorda** termina com um termo bastante característico, os "Dolomitos em plaquetas" (*sensu* CHOFFAT, 1903-1904). Este termo é constituído, na região de Setúbal, por 3 a 7 m de bancadas finas de dolomicrites, sendo mais espesso (15-40m) e aparentemente mais detrítico na região de Santiago do Cacém (MANUPPELLA, 1983; MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993). Os "Dolomitos em Plaquetas" contêm lamelibrânquios e gastrópodes eurialinos, fauna que, à semelhança da que ocorre na base da **Formação de Pereiros**, tem sido atribuída ao Hetangiano pela maioria dos autores (CHOFFAT, 1903-1904, PALAIN, 1976, 1979; ROCHA *et al.*, 1990) ou, mais raramente, ao Hetangiano-Sinemuriano inferior (e.g. MOUTERDE *et al.*, 1979). O ambiente deposicional seria margino-litoral confinado, no qual a dolomite primária poderia ter sido gerada quer por evaporação, quer por acção microbiana.

A sucessão termina com o **Complexo Vulcano-Sedimentar** (50-70m em Setúbal; cerca de 100m em Santiago do Cacém), que se sobrepõe à formação anterior por meio de uma superfície de descontinuidade erosiva, provavelmente relacionada com fase tectónica distensiva do processo de "rifting". Na região de Setúbal, este complexo aflora somente no bordo E do cavalgamento de Sesimbra, constituindo este o seu afloramento mais setentrional do território nacional (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996); litologicamente, é semelhante à unidade equivalente no sector de Santiago do Cacém: alternância de doleritos de natureza toleítica e de tufos vulcânicos argilosos englobando níveis dolomíticos, pelitos com gesso e dolomitos com restos de tufos vulcânicos (MANUPPELLA, 1983; MARTINS, 1991). Em Santiago do Cacém, definem-se três escoadas lávicas, cuja espessura se reduz da base para o topo. Estes depósitos terão sido gerados por erupções fissurais de carácter toleítico (MARTINS, 1991). A posição estratigráfica desta unidade é bem definida, pois ocorre sempre entre os "Dolomitos em plaquetas" (topo da **Fm. de Dagorda**), atribuídos, como se disse, ao Hetangiano e a formação dolomítica atribuída ao Sinemuriano-Carixiano (?), com equivalentes em toda a bacia – designada, na região de Setúbal, por "Dolomitos de Sesimbra" (*sensu* MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996; considerados na **Formação de Sesimbra** no presente trabalho, *vide* adiante). Dados micropaleontológicos permitiram reforçar a plausibilidade daquela datação, dada a presença de *Lituosepta recoarensis* CATI em níveis carbonatados posicionados cerca de 46m acima do **Complexo vulcano-sedimentar** (MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993). Este foraminífero ocorre só no Sinemuriano de outras regiões do domínio tetisiano (e.g. BASSOULLET, 1997).

Sinemuriano superior: instalação de uma rampa carbonatada de baixa energia

Constituindo o termo terminal da megassequência C (*in* SOARES *et al.*, 1993a) a **Formação de Coimbra** subdivide-se em dois membros principais (Fig. 3): na base, é constituída por dolomitos e dolomitos calcários pouco fossilíferos, em camadas decimétricas a métricas (Camadas de Coimbra *s.s.*, SOARES *et al.*, 1985; **membro dolomítico** no presente trabalho); calcários interstratificados com níveis centimétricos de margas, materializam o topo da unidade ("Calcários de S. Miguel", seg. SOARES *et al.*, 1985; ROCHA *et al.*, 1990; **membro calcário**). Com forte diacronismo ao longo do eixo transversal da bacia, a passagem entre aqueles dois membros é mais antiga e notoriamente mais marcante no sector ocidental (Peniche e S. Pedro de Moel). A delimitação entre aqueles dois membros é mais gradual e, por isso, menos perceptível nos sectores orientais (Coimbra-Penela). Em Tomar, por exemplo, a dolomitização parece mesmo atingir a base do Liásico médio, fazendo desaparecer todo o membro calcário (ROCHA *et al.*, 1990); em Sesimbra, a unidade equivalente é sempre dolomítica até ao Pliensbaquiano inferior ("Dolomitos de Sesimbra", *in* MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996, integrada na **Formação de Sesimbra** no presente trabalho, *vide* Fig. 3) e inclui termos laminares constituídos por alternância de leitos com pelóides e intraclastos e crostas microbiano-algais, evidenciando ambiente margino-marinho, inter a supramarés. Na região de Santiago do Cacém, apesar da escassez de observação directa, foi possível definir (MANUPPELLA, 1983; MANUPPELLA, *in* INVERNO *et al.*, 1993) uma unidade também dominantemente dolomítica na base,

passando para o topo a argilo-dolomítica (**Formação de Fateota-Santa Cruz**, com cerca de 100m, que assenta sobre o **Complexo vulcano-sedimentar**). Com conteúdo paleontológico pobre - raros braquiópodes (*Spiriferina* sp.) e foraminíferos (*Lituosepta recoarensis* CATI) - esta formação apenas pode ser atribuída ao Liásico (Sinemuriano-Toarciano inferior).

A ocidente (S. Pedro de Moel), na base do membro calcário da **Fm. de Coimbra** ("Calcários de S. Miguel") detectam-se os primeiros amonóides (Asteroceratídeos), que marcam a base do Sinemuriano superior (Biozona Obtusum; MOUTERDE & ROCHA, 1981; Fig. 5), com aquelas faunas a testemunharem um certo endemismo (MOUTERDE & ROCHA, 1981; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987). Estes organismos nectónicos estão associados a uma importante e diversificada concentração de macrofauna, por vezes, de forma expressiva e caótica, composta por lamelibrânquios (*Liostrea hisingeri* (NILSON), *Isocyprina germari* (DUNKER), *Ceratomya* cf. *petricosa* (SIMPSON), braquiópodes e gastrópodes. Paralelamente, registam-se nestes sectores (nomeadamente, S. Pedro de Moel e Montemor-o-Velho) alguns horizontes de margas betuminosas e às vezes com peixes actinopterígios (ANTUNES *et al.*, 1981), intercalados numa série margo-calcária alternante (Biozona Raricostatum). Esta série de sedimentos, contida na **Formação de Água de Madeiros**, recentemente formalizada (DUARTE & SOARES, 2002), testemunha a primeira grande abertura da bacia ao meio marinho, com instalação de uma rampa carbonatada homoclinal, inclinada para ocidente (Fig. 6).

Em termos deposicionais, a delimitação entre os dois membros da **Fm. de Coimbra** traduz uma fase de acentuado aprofundamento na sedimentação. A partir deste episódio (Sinemuriano superior), as unidades megassequenciais passam a traduzir evoluções sequenciais batidecrescentes, com as grandes descontinuidades a materializarem fenómenos transgressivos mais rápidos (DUARTE, 1995). É este tipo de articulação que é ilustrado nos derradeiros horizontes da **Fm. de Coimbra** (topo da megassequência C de SOARES *et al.*, 1993a,b), consideravelmente mais carbonatados do que os níveis precedentes.

Liásico médio e superior: abertura acentuada ao meio marinho

O topo da **Formação de Coimbra** marca uma importante descontinuidade sedimentar (D4 *in* SOARES *et al.*, 1993a,b) com condensação variável que, no sector este da bacia, chega a ocupar parte da Biozona Jamesoni (*in* SOARES *et al.*, 1993a). Esta unidade antecede uma série margo-calcária alternante, espessa, que abrange a restante parte do Liásico (**Formações de Vale das Fontes, Lemede, S. Gião e Póvoa da Lomba**; *vide* DUARTE & SOARES, 2002). Esta acumulação pelítica é a resposta a uma abertura acentuada e drástica da rampa carbonatada ao meio marinho, correspondendo a várias unidades

Andares		Biozonas (Amonites)	Bio-eventos (Nanoplâncton)
Toarciano	Superior	Aalensis	*P. cavus*
		Meneghinii	*R. incompta*
		Speciosum	
		Bonarelli	*W. fossacincta*; *A. depravatus*
	Médio	Gradata	Acme *L. hauffii*; *B. intermedium*; *B. criotum*; *O. hamiltoniae*
		Bifrons	*D. striatus*; *C. jansae*
	Inferior	Levisoni	*C. superbus*; *S. cruciulus*; *C. cantaluppii*; *P. grandis*; *P. liasicus distinctus*; *S. finchii*
		Polimorphum	*C. primulus*
Pliensbaquiano	Superior (Domeriano)	Spinatum	
		Margaritatus	*A. atavus*; *L. hauffii*; *P. liasicus lias.*; *D. novus*; *B. profundum*; *P. dubia*
	Inferior (Carixiano)	Davoei	*Lotharingius* spp.; *C. pliensbachensis*
		Ibex	*S. gephyrion*
		Jamesoni	*B. prinsii*; *S. cruciulus*; *P. cavus*
Sinemuriano	Superior (Lotaringiano)	Raricostatum	*C. granulatus*; *S. precarium*
		Oxynotum	
		Obtusum	

Fig. 5 – Biozonas reconhecidas no Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica com base na distribuição vertical de amonóides, e ocorrências correlativas do nanoplancton calcário (baseado em HENRIQUES, 1992; HENRIQUES *et al.*, 1994; ROCHA *et al.*, 1996; PERILLI & DUARTE, 1999 e HENRIQUES & PERILLI, 2000).

– Biozones recognized in the Lower Jurassic of the Lusitanian Basin on the basis of ammonite vertical distribution, and correlative nannoplankton occurrences (based on HENRIQUES, 1992; HENRIQUES *et al.*, 1994; ROCHA *et al.*, 1996; PERILLI & DUARTE, 1999 and HENRIQUES & PERILLI, 2000).

megassequenciais (D, E1 e E2 de DUARTE, 1995; SOARES & DUARTE, 1997, Fig. 6) delimitadas por descontinuidades regionais bem definidas do ponto de vista biostratigráfico. Quanto ao tipo de organização vertical de fácies, esboçam-se diferentes situações na bacia. Sectores como a Arrábida, Tomar, Alvaiázere, Porto de Mós, Rabaçal-Penela, Coimbra, Brenha, S. Pedro de Moel e Peniche, permitem demonstrar, para o Pliensbaquiano e o Toarciano, uma paleogeografia caracterizada por uma rampa carbonatada homoclinal, suavemente inclinada de SE para NW; neste sentido, crescem também os prismas sedimentares, como consequência de uma subsidência diferenciada.

O Pliensbaquiano é materializado por duas formações, formalmente definidas em DUARTE & SOARES (2002): na base, a **Formação de Vale das Fontes**, cuja idade vai da base do Carixiano (Biozona Jamesoni) ao Domeriano inferior; no topo, a **Formação de Lemede** (Domeriano superior-base do Toarciano inferior; Figs. 3 e 6). Estas duas unidades têm uma repartição generalizada na bacia e, para além das variações de espessura, mostram importantes variações laterais de fácies. Coincidem com a expressão vertical da megassequência D (SOARES *et al.*, 1993a,b), de tendência claramente batidecrescente.

A **Fm. de Vale das Fontes** (Figs. 3 e 6) exibe uma expressão métrica muito variada, como se comprova através das espessuras estimadas para regiões tão diversas como as de Tomar (14m), Rabaçal (25 a 30m) e Peniche (cerca de 90m). Onde a sua expressão vertical é particularmente marcante e visível (Peniche, S. Pedro de Moel, Brenha) é possível diferenciar, nesta unidade, três membros bem distintos, de baixo para cima (*vide* DUARTE & SOARES, 2002):

a) Margas e calcários com Uptonia e Pentacrinus (26m): alternâncias regulares daqueles litotipos, decimétricas a métricas; macrofauna bentónica (braquiópodes, lamelibrânquios, crinóides, espículas de equinídeos) e nectónica (belemnites, amonóides) abundante, por vezes concentrada de forma caótica.

b) Margas e calcários grumosos (29m): estes litotipos alternam com margas betuminosas (*vide* DOMMERGUES *et al.*, 1981; DROMART & ELMI, 1986; ELMI *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ-LÓPEZ *et al.*, 1999, 2000).

c) Margo-calcários com níveis betuminosos (35m): margas laminadas, às vezes betuminosas, intercaladas com bancos centimétricos de calcário margoso, com amonites e belemnites abundantes; a bioturbação chega a ser apreciável, apesar da escassez em elementos bentónicos. Estas fácies caracterizam uma bacia em fase de grande estabilidade. A matéria orgânica indica deposição em ambientes ligeiramente anóxicos.

A ocorrência de belemnites e o registo esporádico de amonóides atestam uma fase de aprofundamento deposicional durante o Carixiano-Domeriano inferior. Todavia, é nítida a persistência, nalguns sectores da bacia, de condições de meio marinho aberto mas não muito profundo, como se passa a especificar (Figs 6 e 7).

Em Tomar-Alvaiázere, o carácter condensado das séries sedimentares não permite uma definição clara daquelas associações de fácies. As características sedimentares particulares destes sectores são reforçadas pela ampla abundância e diversidade macrofaunística bentónica, com elevadas concentrações de lamelibrânquios (*Pseudopecten aequivalvis* (SOWERBY), *Plicatula spinosa* (SOWERBY), entre os mais comuns) e braquiópodes, confirmando o carácter mais proximal da sedimentação. Para a região de Sesimbra-Arrábida, idênticas condições paleoambientais são admitidas, estando estas expressas, nomeadamente, na unidade de valor local "Margas dolomíticas e calcários dolomíticos com Braquiópodes da Meia Velha" de MANUPPELLA & AZERÊDO (1996), integrada na **Formação de Sesimbra** no presente trabalho (Fig. 3). A parte inferior daquela unidade (termos A, B e C em MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996) é atribuída ao intervalo Carixiano-Domeriano médio ou superior e é formada, essencialmente, por litotipos margosos com abundantes braquiópodes e lamelibrânquios, intercalados por finos leitos de intradolomicrites com laminação oblíqua de pequena escala, passando para o topo a calcários intrabioclásticos e a dolomitos (cerca de 30m no conjunto). Destaque-se a presença dos braquiópodes *Spiriferina walcotti* (SOWERBY) e *Liospiriferina rostrata* (SCHLOTHEIM) (CHOFFAT, 1905, nomes actualizados segundo ROUSSEL, 1977) e do foraminífero *Paleomayncina termieri* (HOTTINGER). A parte superior da unidade em apreço (termos D, E e F em MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996), considerada do Domeriano superior ao Toarciano inferior, tem características consentâneas com a evolução das condições da sedimentação verificadas no conjunto da bacia (veja-se adiante).

O topo do Pliensbaquiano (Domeriano superior) traduz um episódio deposicional batidecrescente na bacia. A **Fm. de Lemede** (Figs. 3 e 7; Biozona Spinatum-base da Biozona Polymorphum; *vide* DUARTE & SOARES, 2002) é materializado por um conjunto de alternâncias margo-calcárias decimétricas regulares de claro domínio carbonatado (cerca de 18m no Rabaçal; 30m em Brenha). A abundância da macrofauna é uma característica permanentemente observada, com concentrações muitas vezes

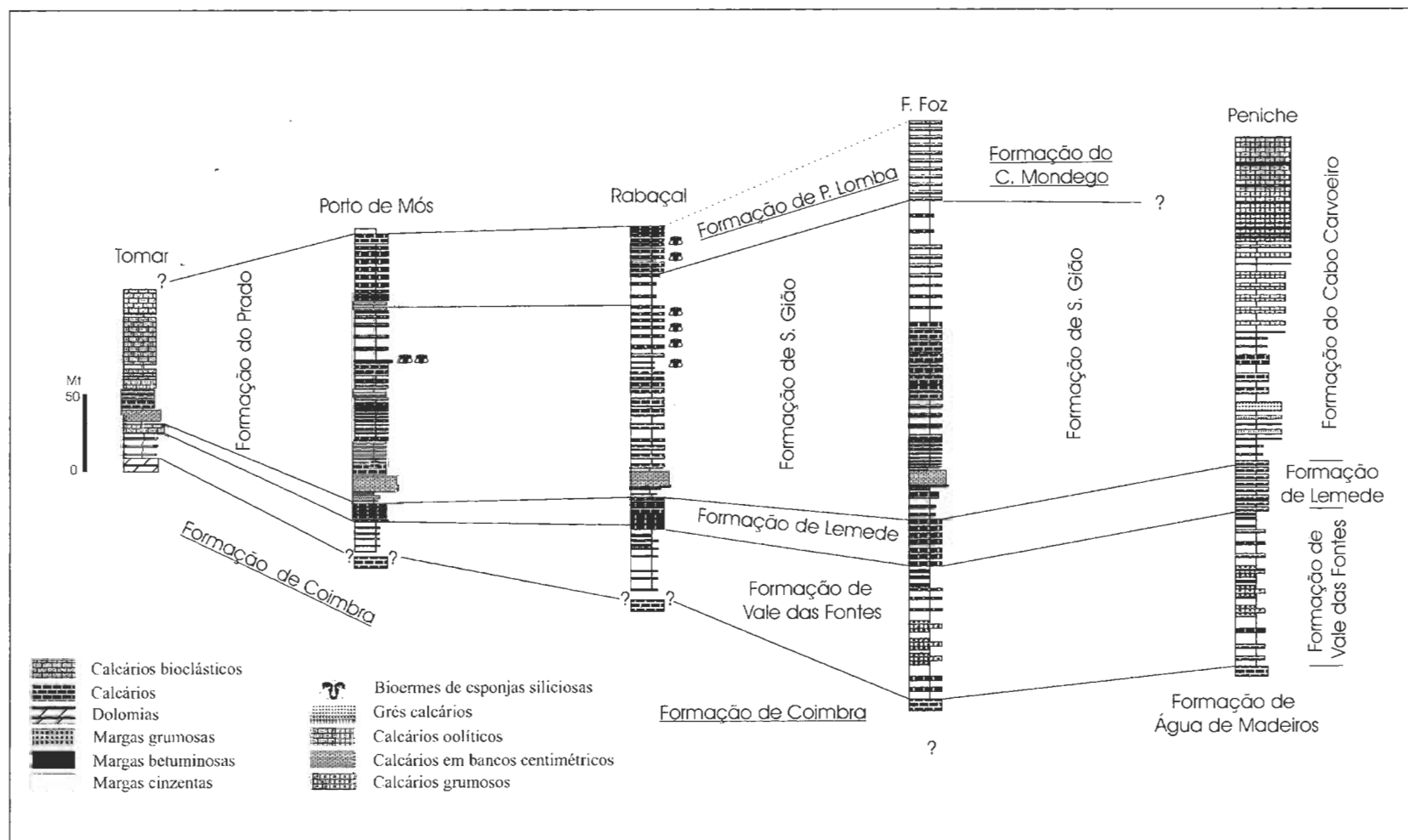



Fig. 6 – Expressão vertical e variação lateral das unidades litostratigráficas do Pliensbaquiano/Toarciano na Bacia Lusitânica (modificado de DUARTE & SOARES, 2002).

– Distribution and lateral relationship of the Pliensbachian/Toarcian lithostratigraphic units in the Lusitanian Basin (modified from DUARTE & SOARES, 2002).

Fig. 7 – Biozonas reconhecidas no Jurássico Médio da Bacia Lusitânica com base na distribuição vertical de amonóides, e ocorrências correlativas do nanoplancton calcário (baseado em HENRIQUES, 1992; HENRIQUES *et al.*, 1994; ROCHA *et al.*, 1996; PERILLI & DUARTE, 1999 e HENRIQUES & PERILLI, 2000). As áreas sombreadas indicam lacunas do registo de amonites.

– Biozones recognized in the Middle Jurassic of the Lusitanian Basin on the basis of ammonite vertical distribution, and correlative nannoplankton occurrences (based on HENRIQUES, 1992; HENRIQUES *et al.*, 1994; ROCHA *et al.*, 1996; PERILLI & DUARTE, 1999 and HENRIQUES & PERILLI, 2000). The shadowded areas indicate gaps in the ammonite record.

elevadas de amonites, belemnites, braquiópodes e lamelibrânquios. No entanto, sem nunca perder aquele estilo deposicional, observam-se pequenas variações laterais de fácies na bacia. Nos sectores distais, desenvolve-se uma sedimentação mais argilosa (Brenha-Peniche), muito rica em organismos nectónicos (amonites e belemnites), enquanto que nos sectores proximais as margas desaparecem (Tomar) ou diminuem nitidamente (Arrábida), dando lugar a uma série materializada por um conjunto de calcários bioclásticos (biosparíticos), por vezes dolomíticos (cerca de 6m de espessura em Tomar, cerca de 20m em Sesimbra). Nestes sectores, é notória a grande abundância em lamelibrânquios e braquiópodes. Em Sesimbra, estes calcários bioclásticos e muito fossilíferos têm também belemnóides e raríssimos amonóides (*Dactylioceras commune* (SOWERBY), *in* CHOFFAT, 1905, indicando o Toarciano inferior); constituem os termos D e E das "Margas dolomíticas e calcários dolomíticos com Braquiópodes da Meia Velha" (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996), enquadrados entre o Domeriano superior e o Toarciano inferior. O topo da mesma unidade (termo F em MANUPPELLA & AZERÊDO), com 5-6m, apresenta uma outra litofácies, completamente diferente das anteriores: conglomerados carbonatados intraformacionais, muito heterométricos, alternando com, e passando lateralmente a, calcários micríticos com clastos menores e mais dispersos e laminações. Todo este conjunto de níveis exibe diversas estruturas de disrupção e de deformação sin-sedimentar, correspondendo estes depósitos, provavelmente, a paleossismitos (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996; KULLBERG *et al.*, 2001); são sobrepostos por calcários bioclásticos com laminação oblíqua, sem elementos datadores.

Passagem Lias-Dogger (Toarciano-Aaleniano): incremento da diferenciação rampa proximal/rampa distal

Sobrepõe-se à fase regressiva domeriana uma importante descontinuidade sedimentar (D5 *in* SOARES *et al.*, 1993a,b), que marca novo aprofundamento da bacia. Durante o Toarciano a sedimentação mostra, na generalidade, um forte enchimento pelítico margo-calcário, onde a concorrência de organismos nectónicos e bentónicos é praticamente uma constante, assumindo às vezes, um registo notável. Apesar da aparente monotonia das séries sedimentares, demonstrativa de uma ritmicidade visível a diversas escalas (DUARTE, 1994), são detectadas importantes descontinuidades sedimentares, reconhecidas em quase todos os sectores da bacia (DT1 a DT5 *in* DUARTE, 1995, 1997; Figs. 6 e 7). Estas não só enquadram esquemas sequenciais induzidos por variáveis alocíclicas, como materializam modificações na distribuição vertical dos organismos fossilizados. Definem-se, desta forma, quatro sequências deposicionais (unidades mesossequenciais MST *in* DUARTE, 1997; Fig. 6), unidades essas

que também têm expressão em pontos únicos da bacia, com esquemas de organização de fácies muito particulares, como são os exemplos de Tomar (**Formação de Prado**, *in* DUARTE & SOARES, 2002) e de Peniche (**Formação de Cabo Carvoeiro**, *in* DUARTE & SOARES, 2002). Excepto em relação a estas duas últimas regiões e formações, tais unidades mesossequenciais inserem-se, na sua totalidade, nas **Formações de S. Gião e de Póvoa da Lomba**. A primeira (Figs. 3 e 7) mostra uma grande variabilidade de espessura (cerca de 100m em Alvaiázere contra uma espessura máxima a atingir os 220m em Coimbra). Ao englobar as unidades MST1, MST2A, MST2B, MST3 e MST4A de DUARTE (1995, 1997) significa que, apesar do domínio claro e característico das fácies calco-margosas, são detectadas em toda a formação importantes variações sedimentológicas e faunísticas, lateral e verticalmente (Fig. 6). O contraste deposicional é óbvio quando se comparam as fácies pelíticas de MST1 (E1 *in* DUARTE, 1997; SOARES & DUARTE, 1997; Biozona Polymorphum), com abundante fauna de Dactylioceratídeos e de pequenos braquiópodes e lamelibrânquios (as *Couches de Leptaena* de CHOFFAT (1880) compostas por *Nannirhynchia pigmaea* (DAVIDSON), *Koninchella liasina* DESL. e *Kingena deslongchampsi* DAVID) com a base da unidade seguinte (MST2A, os "calcaires en plaquettes" de Mouterde e seus colaboradores; Biozona Levisoni). Esta unidade, ímpar no contexto de todo o Liásico português, é materializada por uma sucessão de estratos centimétricos, de fácies finamente siliciclásticas e pobres em macrofauna bentónica. O seu arranjo vertical e espacial denuncia mecanismos hidrodinâmicos do tipo tempestítico-turbidítico (DUARTE & SOARES, 1993; DUARTE, 1997).

De registo igualmente assinalável, as fácies de "mud mounds" com espongiários siliciosos (unidade MST3: Biozonas Bifrons terminal-Bonarellii), comprovam as modificações e as restrições físicas e ecológicas verificadas no ambiente marinho liásico (*vide* DUARTE *et al.*, 2000, 2001; Figs. 6 e 7). Aliás, estas fácies com espongiários caracterizam, igualmente, o enchimento correspondente ao topo do Toarciano superior (Biozona Aalensis)/ base do Aaleniano (MST4B de DUARTE, 1995, 1997), sobretudo dos sectores orientais da bacia, num contexto sedimentar de claro domínio carbonatado e tendencialmente regressivo (base da **Fm. de Póvoa da Lomba**). A delimitação entre as megassequências E2 e F (DT5 de DUARTE, 1995, 1997; D6 de SOARES & DUARTE (1997) é apoiada, entre outros critérios, no desaparecimento daquelas fácies com espongiários (DUARTE, 1997; DUARTE *et al.*, 2001). A ocidente (Cabo Mondego), a descontinuidade intra - **Fm. de Póvoa da Lomba** não é sedimentologicamente tão marcante como a oriente, mas é corroborada por uma condensação assinalável ao nível da Biozona Opalinum (Aaleniano inferior) e das Subzonas Haugi e Murchisonae (Aaleniano médio) (DUARTE & HENRIQUES, 2001; Fig. 8). Quer no sector norte (Cabo Mondego, Degracias) quer no sector central (Porto de Mós) da bacia, os primeiros representantes de *Brasilia* (*B. umbilicata* BUCKMAN, *B.* aff. *similis* (BUCKMAN), *B.* aff. *decipiens* (BUCKMAN) sucedem-se aos últimos representantes de *Leioceras* (*L.* gr. *comptum* REINECKE) e *Tmetoceras*, caracterizando uma importante descontinuidade regional, correspondente à inexistência de registo da Biozona Murchisonae (HENRIQUES, 1992, 1995; Fig. 8).

Em todo o Toarciano desenham-se esquemas paleogeográficos representativos de um vasto domínio de rampa distal (*vide* DUARTE, 1997; Fig. 6). Todavia, a especificidade deposicional verificada nas regiões de Tomar e de Peniche, evidencia variações da paleotopografia do fundo marinho, permitindo polarizar a rampa toarciana. As fácies daqueles dois sectores configuram, respectivamente, a porção mais proximal da rampa carbonatada (fácies bioclásticas de Tomar) e uma deposição em regime de cone submarino (fácies detríticas e oopelsparíticas de Peniche), como o preconizado por WRIGHT & WILSON (1984). Este dispositivo está associado a uma fase tectónica responsável pelo levantamento de blocos localizados a ocidente (Berlengas-Farilhões) e que tem início durante o Toarciano inferior (base da Biozona Levisoni, DUARTE, 1997). Aliás, esta fase é responsável por uma grande variação de fácies, verficada em todos os domínios da bacia (DT2 *in* DUARTE, 1995, 1997), materializando uma deposição em condições de baixo nível marinho (DUARTE & SOARES, 1993; DUARTE, 1997; Fig. 6). Por outro lado, tal fase deverá estar associada à génese dos conglomerados carbonatados com estruturas de deformação sin-sedimentar reconhecidos em Sesimbra e à ampla lacuna observada nas séries toarcianas da Arrábida (indefinição cronostratigráfica desde o Toarciano inferior até ao Batoniano superior-Caloviano basal, *vide* MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996), lacuna também registada no Algarve Ocidental, onde abrange o intervalo compreendido entre a base do Toarciano médio e o Aaleniano *pro parte* (MANUPPELLA *et al.*, 1988). No Algarve, esta fase tectónica mostra mesmo uma feição compressiva (TERRINHA & RIBEIRO, 1995; TERRINHA, 1998).

O decréscimo de espaço disponível durante a passagem Toarciano-Aaleniano está igualmente bem ilustrado na região de Porto de Mós (Maciço Calcário Estremenho), através da progressiva mas consistente evolução composicional e estratonómica da série (AZERÊDO, 1993; DUARTE, 1995, 1997, 1998): aos sedimentos mais argilosos, por

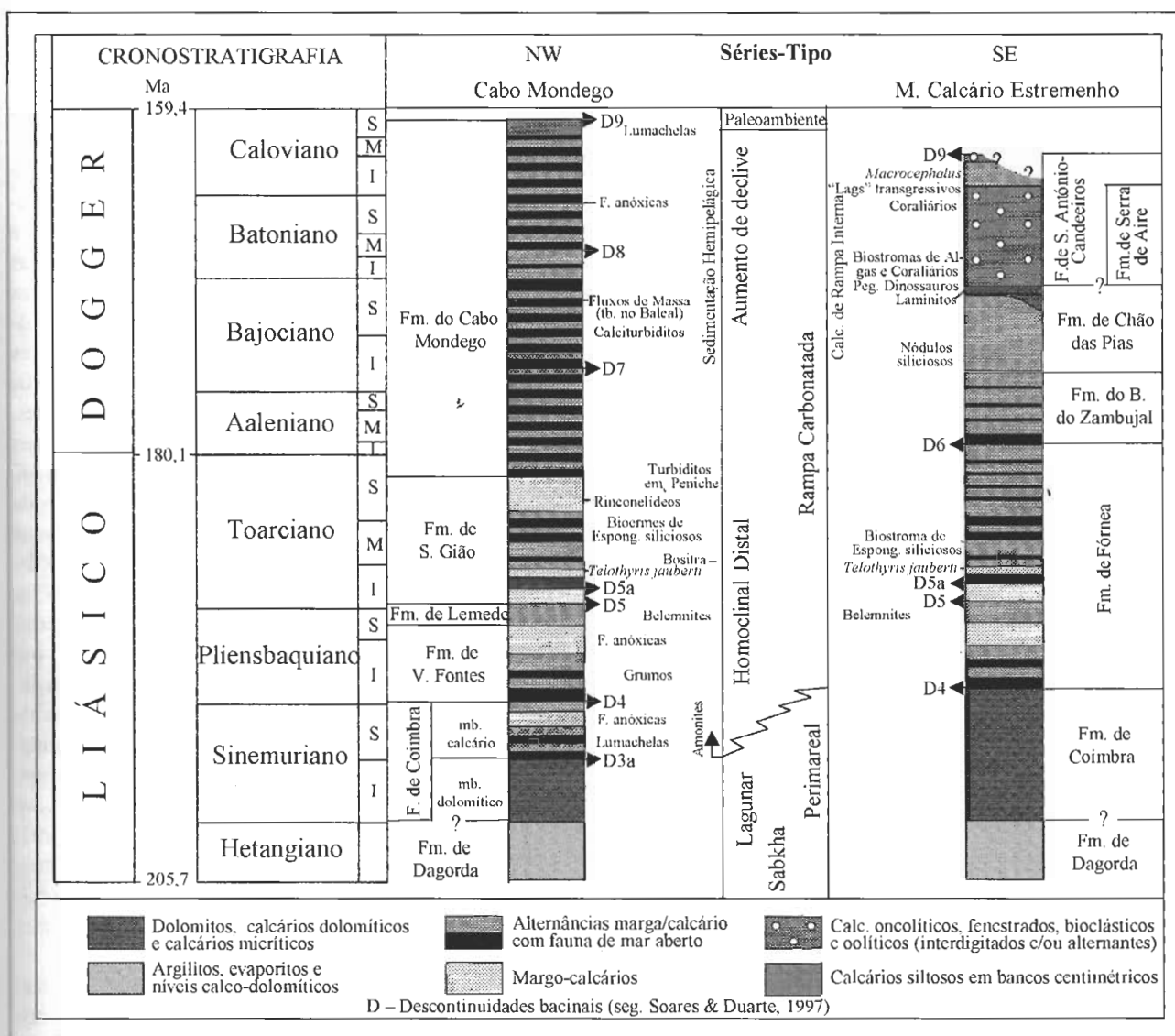



Fig. 8 – Séries-tipo, de rampa distal e proximal, do Lias e do Dogger da Bacia Lusitânica, evidenciando a evolução paleoambiental, litofácies mais significativas, principais marcadores biostratigráficos e sedimentares e principais Formações.

– Typical distal and proximal ramp successions from the Lower and Middle Jurassic of the Lusitanian Basin, indicating the palaeoenvironmental evolution, most significant lithofacies, main biostratigraphical and sedimentary markers, and main Formations.

vezes escuros, em bancadas finas, com abundante macrofauna nectónica (amonóides, belemnóides) e bioturbação, da **Formação de Fórnea** (Figs. 3 e 7), sucedem-se camadas tendencialmente mais calcárias e mais espessas, com fauna nectónica e bentónica por vezes concentrada e com superfícies endurecidas, da **Formação de Barranco do Zambujal** (*sensu* MANUPPELLA *et al.*, 2000 e presente trabalho, não o da unidade homónima em MANUPPELLA *et al.*, 1985); ambas as Formações têm espessuras da ordem dos 250m. A série que acabámos de mencionar, tipificada em Zambujal de Alcaria-Ribeira da Fórnea, integra um dos principais cortes de referência, em termos de biostratigrafia baseada na distribuição vertical de representantes de *Ammonoidea*, para o intervalo Toarciano-Bajociano inferior na Bacia Lusitânica (RUGET-PERROT, 1955, 1961; RUGET-PERROT & MOUTERDE, 1957; HENRIQUES, 1998, 2000a), pois permite reconhecer as Biozonas Aalensis, Opalinum, Bradfordensis, Concavum e Discites (Fig. 8). Outro local importante deste ponto de vista, em especial para o Toarciano-Aaleniano e para o sector Degracias-Rabaçal, é o corte de Maria Pares (RUGET-PERROT, 1955; RUGET-PERROT & MOUTERDE 1957; ROCHA *et al.*, 1987; HENRIQUES, 1992, 1995, 1996), onde novamente se observa um abundante e diversificado

registo de amonóides que permite o reconhecimento das biozonas anteriormente referidas. Merece ainda destaque o perfil de S. Gião (Cantanhede), onde as Biozonas Aalensis e Opalinum estão particularmente bem representadas. A continuidade no registo de representantes de *Pleydellia e Leioceras*, assim como a sua expressão (cerca de 50m de espessura de sedimentos) permitem reconhecê-lo como corte de referência para a passagem Lias-Dogger na Bacia Lusitânica (HENRIQUES, 1992, 2000b; HENRIQUES *et al.*, 1996; HENRIQUES & PERILLI, 2000).

Bajociano-base do Batoniano: rampa carbonatada em plena progradação

A partir da passagem Aaleniano-Bajociano e, sobretudo, ao longo deste último andar, acentua-se gradualmente a tendência regressiva relativa na generalidade da bacia, com ocorrência cada vez mais significativa de fácies de pequena/média profundidade a E/SE e retracção das fácies mais externas para W/NW (por exemplo, MOUTERDE *et al.*, 1971a, 1979; MOUTERDE & RUGET, 1975; ROCHA *et al.*, 1987; AZERÊDO, 1993). Com condições tectono-eustáticas, climáticas e de topografia antecedente favoráveis - relativa estabilidade tectónica, taxa de subsidência baixa e aproximadamente homogénea, tendência dominante de subida eustática do nível do mar, clima subtropical e substrato de topografia suavizada, mais ou menos uniforme - o sistema deposicional de rampa carbonatada iniciado no Lias vai não apenas manter-se, durante o Dogger, mas evoluir para uma rampa de alta energia e adquirir a sua máxima expressão (AZERÊDO, 1993, 1998). Conjugando diversos elementos e fontes (por exemplo, WRIGHT & WILSON, 1984; GUÉRY *et al.*, 1986; WILSON *et al.*, 1989; SOARES *et al.*, 1993; RASMUSSEN *et al.*, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2002b), é possível inferir que grande parte da deposição das séries se processou sobre as "hangingwalls" de extensos semigrabens, cujas "footwalls" controlavam a sedimentação para ocidente (actuais litoral e "offshore").

Nos sectores de Cantanhede e de Degracias-Rabaçal, por exemplo, do Aaleniano superior-Bajociano para o Batoniano observa-se a transição de calcários micríticos com amonóides e, especialmente em Degracias, nódulos siliciosos (**Formações de Póvoa da Lomba, de Ançã e de Degracias** *in* Fig. 3), para calcários bioclásticos e mesmo oolíticos (**Formação de Andorinha e Formação de Sicó** na Fig. 3) - *vide* também RUGET-PERROT (1961), ROCHA *et al.* (1987, 1996), BARBOSA *et al.* (1988), SOARES *et al.* (1993a). Semelhante evolução de fácies se reconhece na zona de Sicó-Tomar-Ansião, consubstanciada na sucessão **Fm. de Prado – Fm. de Degracias – Fm. de Sicó**. É particularmente de assinalar a ocorrência, na zona de Tomar e ainda no Aaleniano superior, de níveis bioclásticos muito ricos em artículos de crinóides orientados, com laminação paralela sub-horizontal e granulotriagem positiva (tempestitos), enquadrados por calcários micríticos com amonóides.

Na região do Maciço Calcário Estremenho (Serras de Aire e Candeeiros; Figs. 3 e 7), a série do Aaleniano-Bajociano inferior (**Fm. de Barranco do Zambujal**) é ainda constituída por fácies de meio marinho aberto, mas em regime claramente batidecrescente, com a natureza hemipelágica das unidades inferiores a dar lugar a depósitos de rampa externa a intermédia: micrites/pelmicrites por vezes bioturbadas, com lamelibrânquios pelágicos ("filamentos"), braquiópodes, belemnóides e amonóides. Na parte intermédia do Bajociano (acima das últimas ocorrências de amonites, que indicam a Biozona Sauzei, seg. RUGET-PERROT, 1961) ocorrem cerca de 10-15m de níveis de calcário com grandes nódulos siliciosos (RUGET-PERROT, 1961; MANUPPELLA *et al.*, 1985, 2000), que definem a base da **Formação de Chão das Pias** (50-60m). Esta unidade, atribuída ao Bajociano inferior terminal a superior, caracteriza-se principalmente por calcários amarelo-acinzentados ainda levemente margosos, micríticos a intrapelmicríticos, com bioclastos de granulometria muito fina e alguns oóides ressedimentados, por vezes em laminações milimétricas a submilimétricas; estes depósitos (e outros semelhantes reconhecidos em sondagens do "offshore" da bacia, *vide* AZERÊDO, 1993) são interpretados como tempestitos distais (AZERÊDO, 1998) e testemunham a influência de processos litorais não muito distantes, aliás já bem expressos nas unidades suprajacentes.

Para o topo da **Fm. de Chão das Pias**, ocorrem calcários mais compactos, pelóidicos e bio-intraclásticos, calcários dolomíticos e dolomitos, estes mais espessos a leste, conhecidos em posição estratigráfica equivalente, também, na zona de Alvaiázere. As fácies dolomíticas materializam a transição para as unidades dominadas por calcários puros e de cor clara, mais típicos do Dogger, constituintes da **Formação de Serra de Aire** (c. 400m) e da **Formação de Sto António-Candeeiros** (> 500m), com as quais se passa ao Batoniano (Figs. 3 e 7). Estas duas unidades correspondem, no seu todo, a diversas fácies de rampa interna (predominantes) e intermédia. Na passagem Bajociano-Batoniano, ocorrem basicamente carbonatos de ambiente transicional, perimareal e margino-marinho confinado (micrites e dolomicrites com fenestrae, crostas microbiano-algais, "packstones" oncolíticos com cimentos vadosos, raros níveis pedogénicos e de "flat-pebbles", gastrópodes e ostracodos por vezes abundantes, Porostromata, pegadas de dinossauros), passando lateral e

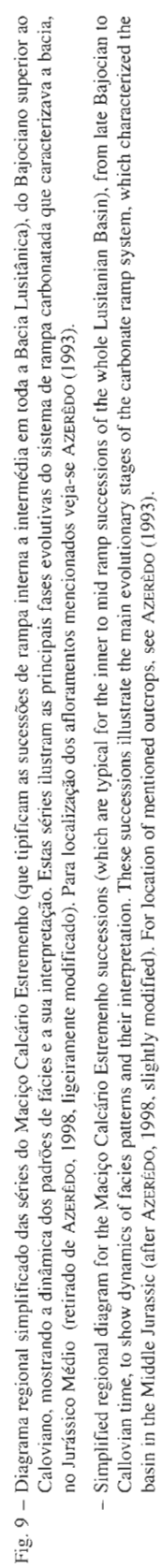



Fig. 9 – Diagrama regional simplificado das séries do Maciço Calcário Estremenho (que tipificam as sucessões de rampa interna a intermédia em toda a Bacia Lusitânica), do Bajociano superior ao Caloviano, mostrando a dinâmica dos padrões de fácies e a sua interpretação. Estas séries ilustram as principais fases evolutivas do sistema de rampa carbonatada que caracterizava a bacia, no Jurássico Médio (retirado de AZERÊDO, 1998, ligeiramente modificado). Para localização dos afloramentos mencionados veja-se AZERÊDO (1993).

– Simplified regional diagram for the Maciço Calcário Estremenho successions (which are typical for the inner to mid ramp successions of the whole Lusitanian Basin), from late Bajocian to Callovian time, to show dynamics of facies patterns and their interpretation. These successions illustrate the main evolutionary stages of the carbonate ramp system, which characterized the basin in the Middle Jurassic (after AZERÊDO, 1998, slightly modified). For location of mentioned outcrops, see AZERÊDO (1993).

superiormente a "grainstones-packstones" oobioclásticos, por vezes dolomitizados (Serra dos Candeeiros).

As características e a geometria das fácies correlativas desta fase de nítida inflexão regressiva no preenchimento da bacia (Fig. 9) são mais expressivas nas Serras de Aire e Candeeiros (AZERÊDO, 1988a, 1993, 1998; WATKINSON, 1989), mas também parcialmente observáveis, por exemplo, nas regiões de Tomar-Alvaiázere (MARTINS, 1998a,b; MARTINS *et al.*, 2001) e de Sesimbra (MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996). Nesta última, vão mesmo persistir as condições deposicionais de meio margino-marinho, muito pouco profundo e confinado, com exposição subaérea, até pelo menos ao Caloviano basal - Formação de Achada ("Dolomitos da Califórnia", "Margas, calcários oolíticos e dolomitos com *Gervillia*" e "Dolomitos de Cabo de Ares" *in* MANUPPELLA & AZERÊDO, 1996) e **Formação de Pedreiras**.

Tais características sugerem, para o conjunto da bacia, um quadro paleoambiental constituído por uma zona pericontinental, parálica (a oriente, algures sobre o bloco actualmente levantado do Maciço Hespérico), passando a margino-marinha com planícies de maré muito progradantes para ocidente e desse lado bordejadas por baixios arenosos inframareais, dispersos, pois não há evidências, para esta transição Bajociano-Batoniano, de áreas lagunares significativas, o que indica a inexistência de uma estrutura de protecção estável (AZERÊDO, 1993, 1998; Fig. 9). Não há indicadores estratigráficos precisos para as formações de rampa interna deste período, mas as indicações obtidas pelo estudo dos foraminíferos em diferentes locais da bacia (Fig.10) mostram o aparecimento persistente de *Paravalvulina complicata* SEPTFONTAINE na transição Bajociano-Batoniano, rareando já ao longo do Batoniano inferior; este, por sua vez, é marcado pela presença de *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMMAN, que apenas ocorre neste troço da série estratigráfica, na Bacia Lusitânica (MANUPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993, 1995, 1999; MARTINS, 1998a,b).

O acentuado decréscimo do espaço de acomodação que induziu a rápida progradação das fácies de rampa interna reflecte, por sua vez, incremento da taxa de sedimentação e/ou diminuição da taxa de subida relativa do nível do mar (diminuição da componente térmica da subsidência, o que é compatível com os dados de secções sísmicas, *in* WILSON *et al.*, 1989 por exemplo). O facto de não se registar uma superfície de descontinuidade de âmbito regional não permite invocar como causa directa a descida eustática assinalada em diversas curvas globais, nomeadamente as de HARDENBOL *et al.* (1998), na passagem Bajociano-Batoniano (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993, 1998).

CRONOSTRATIGRAFIA
FORAMINÍFEROS
Lucasella gr. *minoricensis-biozonorum*
Amijiella cf. *amiji*
Paravalvulina complicata
Alzonella cuvillieri
Mesoendothyra croatica
Valvulina lugeoni
Spiraloconulus giganteus
Trocholina gigantea e *T.* gr. *gigantea-elongata*
Pseudocyclammina maynci
Meyendorffina bathonica
Chablaisia chablaisensis
Praekurnubia crusei
Caloviano superior
Caloviano inferior
Batoniano superior
Batoniano inferior
Bajociano superior
Aaleniano-Bajociano inferior

Fig. 10– Distribuição estratigráfica, com valor regional, das principais espécies de foraminíferos bentónicos identificadas nas séries de meio marinho interno do Jurássico Médio da Bacia Lusitânica, integrando elementos de: MANUPPELLA *et al.*, (1985), AZERÊDO, (1993, 1995, 1999), MANUPPELLA & AZERÊDO (1996), MARTINS, (1998a), AZERÊDO *et al.* (2000, 2002a); consideraram-se, também, dados relativos a Santiago do Cacém (MANUPPELLA, 1983). Traço espesso: ocorrência abundante/muito frequente; traço fino: ocorrência pouco frequente/rara.

– Stratigraphical distribution, with regional significance, of the main species of benthic foraminifera recognized in the inner-marine Middle Jurassic successions of the Lusitanian Basin, coupling data from: MANUPPELLA *et al.*, (1985), AZERÊDO, (1993, 1995, 1999), MANUPPELLA & AZERÊDO (1996), MARTINS, (1998a), AZERÊDO *et al.* (2000, 2002a); data from Santiago do Cacém were considered also (MANUPPELLA, 1983). Thick line: abundant/most frequent; thin line: not frequent/rare.

A sedimentação mais distal processava-se, como se disse, na região oeste/noroeste da bacia (actual litoral e "offshore"), dispondo-se os depocentros segundo um eixo NE/SW, aproximadamente, portanto, perpendicular à polaridade das fácies (Fig. 7). As séries de bacia/rampa externa afloram sobretudo a norte (Cabo Mondego, Brenha), pontualmente mais a sul (Baleal), sendo compostas por margas, calcários argilosos e margosos com

abundante macrofauna (amonóides, belemnóides, "filamentos", braquiópodes, icnofósseis) como referem por exemplo, RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE *et al.*, 1971a, 1979; MOUTERDE & RUGET, 1975; ROCHA *et al.*, 1981, 1987; AZERÊDO, 1988b; BARBOSA *et al.*, 1988; HENRIQUES, 1992; ANDRADE *et al.*, 2000. Estes depósitos correspondem à "fácies Brenha", considerando-se a designação de **Formação de Cabo Mondego** mais adequada – em vez de "formação Brenha" e não a "formação Cabo Mondego" utilizada nalguns relatórios do âmbito das pesquisas de petróleo -, acepção que se baseia no termo "Calcários do Cabo Mondego" (*in* SOARES *et al.*, 1993). Numa faixa geográfica intermédia (Cesareda-Serra d'El-Rei, Sobral da Lagoa-Óbidos) registam-se fácies igualmente intermédias: calcários compactos e margas com braquiópodes, lamelibrânquios, crinóides e algumas amonites (RUGET-PERROT, 1961; GUÉRY, 1984).

A sucessão do Cabo Mondego é muito importante em termos paleontológicos e estratigráficos, pois apresenta um registo praticamente contínuo de associações de amonóides susceptíveis de definirem o quadro estratigráfico completo para o Dogger (Fig. 8). A presença de representantes com afinidades norte-europeias e mediterrânicas traduz-se num acréscimo significativo do seu potencial para efeitos de correlação à escala suprabacinal (HENRIQUES *et al.*, 1996). A este propósito, é de referir o recente estabelecimento do estratotipo de limite (**"Global Stratotype Section and Point"**) para o andar Bajociano no perfil do Cabo Mondego, definido com base na primeira ocorrência de representantes de *Hyperlioceras mundum* (BUCKMAN), associados a *H. furcatum* (BUCKMAN), *Braunsina aspera* BUCKMAN e *B. elegantula* BUCKMAN (PAVIA & ENAY, 1997).

Assinale-se, ainda, que a sedimentação calma e monótona típica destas séries de ambiente marinho externo foi pontualmente perturbada por episódios de ressedimentação gravítica no Bajociano superior (Fig. 7), evidenciados pela existência de calciturbiditos e de "debris-flows" no Baleal e no Cabo Mondego (AZERÊDO, 1988b, 1993; WATKINSON, 1989); estão também referidos "slumps" no Bajociano de Ançã-Sicó (ROCHA *et al.*, 1987, 1996; WATKINSON, 1989). Estas ocorrências revelam aumento localizado do declive da rampa distal, após o que é retomada a deposição em rampa homoclinal (veja-se fase seguinte). Os episódios de aumento do declive da rampa distal terão sido tectonicamente induzidos, por flexuração da parte distal da estrutura (provavelmente, do tipo "hangingwall") condicionada por reactivação de acidentes tardi-hercínicos com direcções NNE-SSW e NE-SW (AZERÊDO, 1988b, 1993, 1998; WATKINSON, 1989).

Os depósitos de fluxo gravítico constituiriam, na terminologia da Estratigrafia Sequencial, o prisma de bordo-de-plataforma correlativo do regime de baixo nível marinho, traduzido pela série marcadamente progradante do Bajociano-base do Batoniano (AZERÊDO, 1998). Contudo, recorde-se que se na parte distal deste cortejo sedimentar há bom controlo biostratigráfico (amonóides), na parte proximal não se pode delimitar rigorosamente o seu topo; a base poderia considerar-se coincidente com os finais do Bajociano inferior (Biozona Sauzei), quando se acentua a inflexão regressiva. Nesta opção, o Aaleniano-Bajociano inicial traduziriam ainda um intervalo de alto nível antecedente, embora já em fase de não criação de espaço disponível. De qualquer modo e em resumo, o que nos parece indiscutível é que o Dogger inferior (Aaleniano médio-base do Batoniano) corresponde, no conjunto, a uma megassequência regressiva.

Para além dos referidos episódios singulares de deformação sin-sedimentar e de ressedimentação gravítica, estão também mencionados indícios de alguma tectónica salífera no Dogger (e.g. GUÉRY, 1984; GUÉRY *et al.*, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1996; RASMUSSEN *et al.*, 1998). Todavia, como se disse, este período corresponde maioritariamente a uma fase de relativa acalmia tectónica.

Batoniano – Caloviano: expressão máxima da rampa de alta energia

No início do Batoniano verifica-se nova inflexão no padrão deposicional do Dogger (Figs. 7 e 9). A taxa de subida relativa da coluna de água tende a ficar em equilíbrio com a taxa de sedimentação na rampa interna, pelo que se atenua a componente de progradação do sistema, verificando-se concomitantemente um incremento da componente de agradação (vertical), que se torna dominante. Estas condições paleodeposicionais estão traduzidas em centenas de metros de calcários de alta energia, gerados num paleoambiente de ilhas-barreira (calcários oolíticos e bioclásticos com estratificação oblíqua, calcários calciclásticos maciços, etc) e de calcários lagunares e perimareais (calcários micríticos e oncolíticos, dismicrites, etc), formados nas áreas protegidas ante-barreira interna; biostromas, depósitos de galgamento e de canais/deltas de maré ocorrem como fácies secundárias (AZERÊDO, 1988a, 1993, 1998; WATKINSON, 1989; MARTINS, 1998a,b; MARTINS *et al.*, 2001).

Estes estudos recentes permitiram a individualização de numerosas litofácies, que aqui resumiremos como: "grainstones" a "rudstones" oolíticos/bioclásticos/litoclásticos geralmente com estratificação/laminação oblí-qua; biolititos de coraliários e algas; "wackestones", "packstones"

e "floatstones" com oncólitos, nódulos de algas/cianobactérias e/ou clastos escuros; "mudstones" com fenestrae, laminações microbiano-algais; "packstones" pelóidico-bioclásticos, com ou sem bioturbação; calcários lumachélicos, de braquiópodes (terebratulídeos e rinconelídeos), gastrópodes (nerineídeos) ou lamelibrânquios (megalodontídeos); calcários dolomíticos/dolomitos (dolosparites, dolomicrites). A biofase presente nas várias litofácies inclui crinóides, equinóides, moluscos, coraliários, estromatoporídeos, braquiópodes e outros macrofósseis, bem como abundante e diversificado cortejo microfossilífero dominado por foraminíferos grandes bentónicos e Porostromata, a que se associam diversas algas calcárias, ostracodos e *Incertae sedis* (vejam-se descrições sistemáticas em AZERÊDO & RAMALHO, 1991 e AZERÊDO, 1993, 1999).

Os principais indicadores biostratigráficos para estas formações são os foraminíferos *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMMAN (Batoniano inferior) e *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON (Batoniano superior), para além de outras formas que fornecem indicações aproximadas bastante úteis se consideradas no conjunto da bacia (MANUPELLA *et al.*, 1985; AZERÊDO, 1993, 1995, 1999; Fig. 10). Por exemplo, na passagem Batoniano-Caloviano é típica a grande abundância de Trocolinídeos, nomeadamente de *Trocholina gigantea* PELISSIE & PEYBERNES, bem como o aparecimento de *Praekurnubia crusei* REDMOND, associada a maior frequência de *Chablaisia chablaisensis* SEPTFONTAINE e de *Pseudocyclammina maynci* YABE & HANZAWA. Localmente, há braquiópodes datadores, como *Burmirhynchia quadricristata* (ROLLIER), espécie característica do Batoniano médio a superior (RUGET *et al.*, 1988).

Os litossomas de barreira definem ritmos sequenciais batidecrescentes, em sequências métricas a decamétricas, embora haja também ocorrências menos padronizadas; o regime hidrodinâmico vigente seria micromareal, dominado pela acção das ondas, com influência significativa de correntes paralelas ao litoral e de tempestades (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993, 1998). Os litossomas de laguna-planície de maré definem ciclotemas batidecrescentes de espessura decimétrica a métrica mas, para a parte superior do Batoniano, podem não apresentar ciclicidade clara (AZERÊDO, 1993, 1998; MARTINS, 1998a). A ciclicidade de pequena escala dos depósitos peritidais, induzida por flutuações frequentes e de pequena amplitude da profundidade relativa da coluna de água, foi provavelmente controlada por factores regionais e não globais. A auto-regulação dinâmica do sistema explica também as variações de ordem menor na organização das sequências elementares expressas, nomeadamente, por interdigitação localizada de fácies diferenciadas.

As fácies carbonatadas de rampa interna estão presentes, durante o Batoniano, na maior parte da bacia (Figs. 3, 7), nomeadamente Arrábida (**Fm. de Pedreiras**), Montejúnto, Serra d'El-Rei, Serras de Aire e Candeeiros (**Fm. de S^to^ António-Candeeiros, Fm. de Serra de Aire**), Tomar, Alvaiázere, Serra de Sicó (**Fm de Sicó**), Cantanhede (**Fm. de Andorinha**) e, igualmente, em Santiago do Cacém onde foram reconhecidas, essencialmente, em sondagens (**Fm. de Rodeado-Monte Branco,** com cerca de 250m). Esta distribuição das formações significa, também, que aquele andar corresponde ao máximo de retracção dos afloramentos de fácies distais (rampa externa no Baleal; bacia/rampa externa no Cabo Mondego). Neste último local, foi reconhecida uma lacuna estratigráfica no Batoniano médio, da Subzona Orbigny à base da Subzona Morrisi (MANGOLD, 1990, *in* SOARES *et al.*, 1993a) e, no Batoniano superior, aparecem níveis betuminosos que evidenciam uma certa restrição da circulação das águas no domínio oceânico da bacia (**Fm. de Cabo Mondego**).

Nos inícios do Caloviano verifica-se uma variação transgressiva relativa, denunciadora de "rápido" incremento do espaço de acomodação e que coincide com subida eustática do nível do mar (HARDENBOL *et al.*, 1998). Esta fase está expressa, no Maciço Calcário Estremenho, por retrogradação acentuada das fácies de barreira (WATKINSON, 1989; AZERÊDO, 1993, 1998; Fig. 9), que definem sequências elementares granulocrescentes e estratocrescentes, com abundantes litoclastos e fragmentos oncolitizados derivados da erosão de material de diversos sub-ambientes litorais, as quais são sobrepostas em diversos pontos por calcários de meio marinho externo e de transição externo-interno, com amonites de idade Caloviano inferior (datação *in* RUGET *et al.*, 1988; Fig.7). A esta sucessão baticrescente associa-se também o facto de praticamente desaparecerem as fácies de antebarreira interna, que terão recuado bastante para a margem interna (leste) da bacia, sobre o actualmente levantado bloco do soco, não tendo ficado preservadas. No resto da bacia, há igualmente evidência de maior expressão de fácies distais no Caloviano inferior, comparativamente ao Batoniano: Montejunto, Serra d'El-Rei, Vermoil-Leiria e Cabo Mondego (por exemplo, RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE *et al.*, 1971a, 1979; RAMALHO, 1971a; ROCHA *et al.*, 1989).

É possível que os níveis betuminosos no Batoniano superior do Cabo Mondego (base da megassequência H *in* SOARES *et al.*, 1993a) signifiquem que o acréscimo de coluna de água, sem a suficiente alimentação sedimentar, tenha começado a causar efeito mais cedo na zona mais externa do sistema, distante da fonte primária de produção

de carbonatos que é o meio pouco profundo. O episódio de retrogradação é interpretado como significando que a taxa de subida relativa do nível do mar excedeu pontualmente a produtividade sedimentar carbonatada, mas sem variação drástica da profundidade ("afundamento incipiente" da rampa, *sensu* KENDALL & SCHLAGER, 1981, *in* AZERÊDO, 1998), pelo que o retorno a condições de subida relativa do nível do mar mais lenta permitiu facilmente a recuperação da sedimentação de pequena profundidade e o preenchimento gradual do espaço disponível (AZERÊDO, 1998). Isto é ilustrado pela tendência novamente progradante da série, restringindo-se mais uma vez as fácies distais ao actual litoral e "offshore" durante o Caloviano médio a superior. A diminuição relativa da coluna de água, nesta fase, bem como os indícios de diferenciação da bacia em sub-bacias, relacionam-se já com a importante ruptura sedimentar que termina o megaciclo Trias-Dogger (veja-se a seguir).

Em conclusão, o Dogger superior pode ser simplificadamente entendido como a sucessão de três megassequências: a primeira de alto nível marinho (Batoniano inferior a superior), podendo subdividir-se num cortejo inferior transgressivo (evolução de deposição em bordo-de-plataforma para deposição em rampa homoclinal, a Oeste, e inflexão regime progradante-regime agradante, a Este) e num cortejo superior de nível relativo do mar estacionário; a segunda transgressiva (Batoniano terminal?-Caloviano inferior), e a última regressiva (Caloviano médio? a superior), delimitada pela importante descontinuidade Dogger-Malm. Tal como já foi salientado, não se considera directamente aplicável ao Dogger português uma nomenclatura sequencial mais pormenorizada, no conceito da Estratigrafia Sequencial, isto é: a definição, à escala bacinal, de parassequências, grupos de parassequências e limites de sequências é problemática, devido ao insuficiente controlo biostratigráfico das séries de pequena profundidade e ao esparso registo de descontinuidades de extensão regional.

Passagem Dogger - Malm: megadescontinuidade bacinal; fim do megaciclo sedimentar e depósitos de baixo nível marinho

A passagem Dogger-Malm na Bacia Lusitânica é marcada por uma descontinuidade de âmbito bacinal, desde há muito diferencialmente reconhecida em várias zonas da bacia (por exemplo, RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971a, 1981; MOUTERDE *et al.*, 1979; WILSON, 1979; LEINFELDER, 1983, 1987, 1993; WRIGHT, 1985; RUGET *et al.*, 1988; AZERÊDO, 1993; SOARES *et al.*, 1993a,b; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2000, 2002a,b). Esta descontinuidade está sempre associada a uma importante lacuna estratigráfica que abrange, no que respeita a registo de amonites, o intervalo Caloviano terminal-Oxfordiano inferior (Biozonas Lamberti, Mariae e Cordatum) mas, em parte significativa da bacia, o hiato é muito maior, pois os depósitos do Malm (**Formação de Cabaços**; Fig. 3) ocorrem sobre níveis do Batoniano superior (por exemplo, na Serra dos Candeeiros). Semelhantes mega-descontinuidades na passagem Dogger-Malm ocorrem noutras bacias peri-atlânticas e perimediterrânicas, nomeadamente no Algarve, em Espanha e em França, invocando-se como causas globais factores eustáticos ou tectono-eustáticos (*vide* discussão e bibliografia em AZERÊDO *et al.*, 1998, 2002b). Em Portugal, quer na Bacia Lusitânica quer na Bacia do Algarve, estão identificadas evidências tectónicas de episódios compressivos na transição Dogger-Malm, tendo sido propostos alguns modelos para os mecanismos tectónicos responsáveis por esses eventos (TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 1998, 2002).

Nas regiões de Serra da Arrábida, Serra d'El-Rei, Maciço Calcário Estremenho, Tomar e Serra de Sicó, os calcários marinhos do Dogger (Batoniano ou Caloviano, consoante os locais, datados pelas faunas de foraminíferos) são truncados por superfícies erosivas ferruginizadas (interpretadas como paleocarsos), associadas (e.g. em Vale de Ventos, Serra dos Candeeiros) ou não, a discordâncias angulares. Em Montejunto e em Vermoil (Leiria), o Dogger subjacente à descontinuidade é atribuído ao Caloviano superior (Biozona Athleta *in* RUGET-PERROT, 1961; ROCHA *et al.*, 1996) e corresponde a fácies de meio marinho aberto, verificando-se também, em Montejunto, superfícies irregulares ferruginizadas. Nas referidas regiões leste e sul da bacia, acima da descontinuidade ocorrem depósitos argilo-ferruginosos, conglomerados e calcários pedogénicos e margas lignitosas, aos quais se sucedem margas e calcários argilosos com clastos escuros, de fácies lacustre, ricos em ostracodos, carófitas e gastrópodes; superiormente, estes calcários intercalam-se com laminitos microbianos e calcários de laguna confinada, contendo foraminíferos aglutinados e dasicladáceas, que para o topo, passam a constituir a litofácies característica das sucessões (RAMALHO, 1971a,b, 1981; LEINFELDER, 1983, 1987; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2000, 2002a,b; CABRAL *et al.*, 1998, 1999, 2001). Em termos biostratigráficos, a **Fm. de Cabaços** é deficientemente definida, destacando-se a dasicladácea *Heteroporella lusitanica* (RAMALHO), presente nesta unidade em toda a bacia e atribuída ao Oxfordiano médio, em Portugal (RAMALHO, 1970, 1971a,b, 1981), por haver registo da mesma na região de Cabaços (Torres Vedras), em níveis

aparentemente equivalentes, ou ligeiramente inferiores, a ocorrências de amonites do Oxfordiano médio; na Serra d'El-Rei e em Montejunto, estão referenciadas amonites do Oxfordiano médio a superior (cf. CHOFFAT, 1893a, b; RUGET-PERROT, 1961; MOUTERDE et al., 1979; ROCHA *et al.*, 1996) em níveis bastante superiores aos que contêm *H. lusitanica*, o que reforça a validade da datação admitida para esta alga (AZERÊDO *et al.*, 2002a).

Na parte oeste da bacia, nomeadamente nas séries aflorantes no litoral (Pedrógão, Cabo Mondego), a sucessão do Dogger, datada do Caloviano superior (não terminal) era, tradicionalmente, referida como estando separada da do Malm apenas por hiato estratigráfico (RUGET-PERROT, 1961; WILSON, 1979; WRIGHT, 1985). Contudo, recentemente (AZERÊDO *et al.*, 2000, 2002b) foi evidenciada a brusca assinatura batidecrescente da série caloviana, com descontinuidade sedimentar nítida na transição Dogger-Malm em Pedrógão, tendo sido também reinterpretada a passagem temporalmente equivalente no Cabo Mondego. Com base nos factos referidos e noutros argumentos, foi sugerido pelos mesmos autores que durante aquela transição terá ocorrido uma regressão forçada, com pequenas flutuações relativas do nível do mar, precedendo a formação da desconformidade bacinal (AZERÊDO *et al.*, 2002b). Em Pedrógão e no Cabo Mondego, os depósitos atribuídos ao Malm (**Fm. de Cabaços**) são algo diferentes dos observados nas zonas oriental e meridional da bacia. Estes depósitos são constituídos sobretudo por sedimentos margino-marinhos e parálicos, de águas doces-salobras (margas e calcários por vezes detritícos, lignitos, arenitos lenticulares, calcários areníticos e brechóides, laminitos e evaporitos), muito ricos em ostracodos e em carófitas, a que se associam gastrópodes, lamelibrânquios *H. lusitanica*, foraminíferos aglutinados, serpulídeos, moluscos, raros fragmentos de equinodermes e palinomorfos (RAMALHO, 1981; GRAMBAST-FESSARD & RAMALHO, 1985; WRIGHT, 1985; AZERÊDO *et al.*, 1998, 2000, 2002a,b; CABRAL *et al.*, 1998; PEREIRA *et al.*, 1998, 1999; BARRÓN *et al.*, 1999; CABRAL & COLIN, 2002; BARRON & AZERÊDO, 2003; AZERÊDO & CABRAL, 2004).

BACIA DO ALGARVE

A Bacia do Algarve distingue-se da Bacia Lusitânica, em primeiro lugar, pela sua expressão geográfica (Fig. 11): orientação E-W e menores dimensões, concretamente, uma largura que varia entre cerca de 13 km e 30 km e uma extensão de cerca de 150 km. A espessura máxima do preenchimento sedimentar meso-cenozóico está estimada em 3000m (MANUPPELLA *et al.*, 1988). Os depósitos mesozóicos mais antigos na Bacia Algarvia afloram praticamente ao longo de todo o bordo setentrional desta bacia, desde o litoral ocidental até ao rio Guadiana e assentando em discordância angular no Grupo do Flysch do Baixo Alentejo,

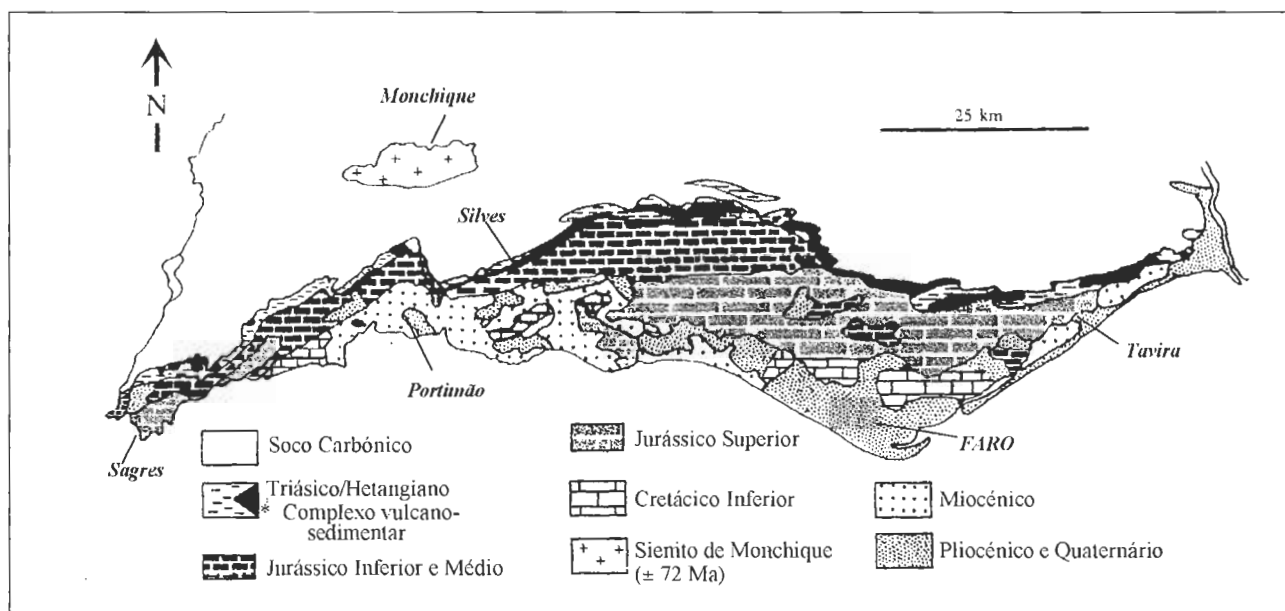



Fig. 11 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Algarve, evidenciando apenas as grandes áreas de afloramento (baseado nas cartas geológicas dos SGP/IGM, *in* TERRINHA, 1998).

– Simplified geological map of the Algarve Basin (south Portugal), highlighting the main outcrop areas (based on the geological maps of the SGP/IGM, in TERRINHA, 1998).

do Carbónico, a qual é particularmente bem visível na praia do Telheiro, a W de Vila do Bispo. O Jurássico da Bacia Algarvia está delimitado a norte pelas formações terrígenas triásicas e, localmente, pelo soco carbónico (contacto tectónico), desaparecendo para sul sob espessa cobertura cretácico-cenozóica. As variações de fácies das formações jurássicas reflectem a compartimentação em domínios tectono-sedimentares, delimitados por acidentes tectónicos regionais, nomeadamente: sub-bacia ocidental ("sub-bacia de Sagres"), sector central ("alto-fundo" Budens-Lagoa) e sub-bacia oriental ("sub-bacia de Faro"). Nestes domínios depositaram-se, a partir do Triásico Superior, quatro unidades megassequenciais separadas por descontinuidades sedimentares e/ou tectónicas (MANUPPELLA *et al.*, 1987a, 1988; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2002).

Estado dos conhecimentos e principais trabalhos anteriores

Após os estudos de síntese mais antigos sobre o Mesozóico do Algarve (BONNET, 1850; CHOFFAT, 1887; PRATSCH, 1958), o principal impulso para o avanço dos conhecimentos e consequente definição litostratigráfica e biostratigráfica das formações adveio da cartografia sistemática à escala 1:50.000, realizada entre os finais da década de 60 e a década de 80 pelos Serviços Geológicos de Portugal, com colaboração da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e da Universidade Nova de Lisboa. As notícias explicativas das cartas àquela escala com interesse para o Trias, Lias e Dogger são da autoria de ROCHA *et al.* (1983) e de MANUPPELLA *et al.* (1987b,c). Ainda no mesmo âmbito, são publicadas a Carta Geológica da região do Algarve, à escala 1:100.000 (MANUPPELLA *et al.*, 1992) e as Folhas 7 e 8 da Carta Geológica do Sul de Portugal, à escala 1:200.000 (OLIVEIRA *et al.*, 1982-1983 e 1987-1988, respectivamente).

Os principais trabalhos de referência para o Triásico são os de PALAIN (1976, 1979). São poucos os estudos estratigráficos especializados no que respeita ao Lias-Dogger, sendo o principal o de ROCHA (1976), o qual engloba paleontologia sistemática (*Ammonoidea*), paleoecologia e paleobiogeografia. Citem-se, ainda, ROCHA (1971), ROCHA *et al.* (1972), RUGET (1973), PEYBERNÈS *et al.* (1993) e AZERÊDO *et al.* (2003), referindo-se os três últimos a estudos micropaleontológicos. Sínteses úteis sobre a estratigrafia e a evolução tectono-sedimentar do Jurássico algarvio são apresentadas em MANUPPELLA (1988), MANUPPELLA *et al.* (1988) e TERRINHA (1998), sendo o último trabalho mais vasto, relativo à Geologia Estrutural e à Tectónica da bacia algarvia.

Triásico Superior e base do Jurássico: fase inicial de preenchimento da bacia e primeiros sinais de influência marinha

No Algarve, à semelhança do verificado na Bacia Lusitânica e em correspondência com a fase de pré-"rifting" relacionada com processo de formação do Oceano Atlântico Central e Norte, o Triásico corresponde ao início de movimentos distensivos, ao longo de flexuras E-W, depositando-se uma megassequência transgressiva do Triásico Superior ao Sinemuriano inferior; aquela inicia-se com depósitos terrígenos em discordância angular sobre o soco hercínico (PALAIN, 1976, 1979; ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*, 1988; RAMALHO, 1988).

A unidade mais antiga, que não tem equivalente na Bacia Lusitânica, corresponde às **Argilas de S. Bartolomeu de Messines** e ocorre unicamente entre esta localidade e Silves (MANUPPELLA *et al.*, 1992). A referida unidade é essencialmente composta por argilas vermelhas, sendo a base conglomerática poligénica; este conjunto litológico está incluído na unidade AA dos "Grés de Silves" *sensu* CHOFFAT 1887 de PALAIN (1976, 1979); Fig. 12. Nas argilas em causa foram encontrados restos de vertebrados, incluindo ossos de estegocéfalos (*Labyrintodonta*) que permitiram datá-las do Triásico, sendo mesmo provável que sejam anteriores ao "Keuper", idade atribuída aos depósitos suprajacentes (termo AB1 da unidade AB de PALAIN, 1976, 1979), segundo RUSSEL (1977) e PALAIN (1976, 1979). A referida unidade AA e termo AB1 da unidade AB dos "Grés de Silves" foram englobadas na designação de **Arenitos de Silves** por ROCHA (1976), designação geralmente utilizada em cartas geológicas posteriores (e.g. *in* OLIVEIRA *et al.*, 1982-1983, 1987-1988; ROCHA *et al.*, 1983; MANUPPELLA *et al*, 1992); na Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500.00 (SGP, 1992), corresponde aos "Grés de Silves *s.s.*".

Os **Arenitos de Silves** são formados por arenitos e conglomerados, com estratificação oblíqua e em estruturas lenticulares, organizados em sequências positivas em que o acarreio detrítico se deu de NE para SW e para S, sendo o material sedimentar proveniente da Meseta (PALAIN, 1976). Esta unidade corresponde a depósitos aluvionares, gerados em clima semi-árido quente (PALAIN, 1976, 1979). A presença de *Euestheria minuta* (ZIETEN) e de *Pseudoasmussia destombesi* (DEFRETIN) permitiu atribuir os **Arenitos de Silves** ao Triásico Superior ("Keuper") (PALAIN, 1976, 1979); superiormente àqueles níveis fossilíferos foi, também, identificada a presença de *Schizoneura algarbiensis* TEIXEIRA (ROCHA, *in* OLIVEIRA, 1984).

CHOFFAT (1887)		PALAIN (1976, 1979)		ROCHA (1976) e ROCHA *et al.* (1983)	CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL 1:500.000, SGP (1992)	CRONOSTR.	
	Dolomias liásicas	Dolomias		Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche	Dolomitos e calcários dolomíticos de Picavessa e Dolomitos de Boavista	Sinemuriano	JURÁSSICO
		"Sommet des Grés de Silves (marnes bariolées)" (inclui rochas básicas)		Complexo margo-carbonatado de Silves (inclui rochas básicas)	Complexo vulcano-sedimentar	Sinemuriano	JURÁSSICO
GRÉS DE SILVES	Margas com gesso e dolomias no topo	UNIDADE AB	Termo AB3 (inclui rochas básicas)			Hetangiano	JURÁSSICO
GRÉS DE SILVES	"Couches de Pereiros" (grés, margas e dolomitos)	UNIDADE AB	Termo AB2 (inclui rochas básicas no topo)		Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas	TRIÁSICO SUPERIOR	
GRÉS DE SILVES	Grés, por vezes com níveis margosos	UNIDADE AB	Termo AB1	Arenitos de Silves (= "Grés de Silves")	Grés de de Silves *s.s.*	TRIÁSICO SUPERIOR	
		UNIDADE AA			Argilas de S. Bartolomeu de Messines	TRIÁSICO SUPERIOR	

Fig. 12– Correlação das unidades litostratigráficas utilizadas por diversos autores para o Triásico – base do Jurássico da Bacia do Algarve.
– Correlation of the lithostratigraphic units used by different authors for the Triassic – lowermost Jurassic of the Algarve Basin.

A passagem dos **Arenitos de Silves** à formação seguinte faz-se de forma progressiva, com redução da fase arenítica e gradual aumento da argila. Esta formação corresponde aos termos AB2 e AB3 da unidade AB mais "sommet des Grés de Silves" de PALAIN (1976, 1979), a que equivalem, por sua vez (Fig. 12), o "Complexo margo-carbonatado de Silves" (*in* ROCHA, 1976; ROCHA *et al.*, 1983), ou **Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas** (*in* Carta Geológica de Portugal, à escala 1: 500.000, SGP, 1992) sendo, portanto, claramente equivalente à Formação de Dagorda referida para a Bacia Lusitânica e assim considerada no presente trabalho. O contacto entre os **Arenitos de Silves** e esta unidade equivalente à Fm. de Dagorda corresponde, na topografia, a um vale erosivo, entre Vila Real de Santo António e o meridiano de Portimão, a partir do qual, para W, predominam os contactos tectónicos. A formação é constituída por diversas sequências rítmicas de arenitos finos, siltitos, pelitos (dominantemente ilíticos) e dolomitos argilosos, laminados, com fendas de dessecação. Entre o limite N da bacia e a flexura do Algibre o conteúdo em evaporitos não é significativo, correspondendo essencialmente a gesso e anidrite, que ocorrem injectados nas estruturas tectónicas e formando, por vezes, pequenos domas de gesso nodular ao longo daquela flexura, actualmente em exploração. Contudo, a S da flexura do

Algibre, as estruturas centrais são frequentes (Lagos-Portimão, Lagos-Tunes, Loulé, Faro, etc). É possível que o sal-gema tenha migrado para S já durante o Liásico. Esta hipótese é corroborada pelo facto das cartas gravimétricas disponíveis não evidenciarem estruturas negativas para N daquela flexura. A halocinese terá sido polifásica, com início provável no Dogger ou, mesmo, no Lias (e.g. MANUPPELLA *et al.*, 1987b; TERRINHA, 1998).

A parte inferior do termo AB2 de PALAIN (1976,1979) - ou seja, a parte inferior da unidade equivalente à Fm. de Dagorda - foi atribuída, com alguma reserva, ao Triásico, com base numa associação de esporos e pólenes, nomeadamente *Praecirculina* sp. e *Tiradispora* sp. (DOUBINGER *et al.*, 1970), estando igualmente presente *Schizoneura algarbiensis* TEIXEIRA (ROCHA, *in* OLIVEIRA, 1984). Esta unidade apresenta, no topo e à semelhança com o observado na Bacia Luistânica, os níveis de "Dolomitos em plaquetas" *sensu* CHOFFAT 1903-1904 (termo AB3 da unidade AB de PALAIN, 1976, 1979). Estes correspondem a uma sucessão de dolomitos - essencialmente dolomicrites laminadas (tapetes microbiano-algais) - com fauna eurialina. O carácter descontínuo destes níveis dolomíticos sugere que se tenham formado em lagoas salgadas, margino-litorais ou supramareais. O conteúdo paleontológico, definido pela mencionada fauna, permite datar esta unidade do Hetangiano; a espessura máxima da mesma é de cerca de 16m (e.g. PALAIN, 1979).

Sobre esta última unidade assenta, através de uma superfície de descontinuidade erosiva e tectónica, o **Complexo vulcano-sedimentar,** de carácter toleítico (MANUPPELLA *et al.*, 1988; MARTINS, 1991), associado à primeira fase de "rifting". Correspondem a este magmatismo basáltico-dolerítico os afloramentos que, de forma mais ou menos contí-

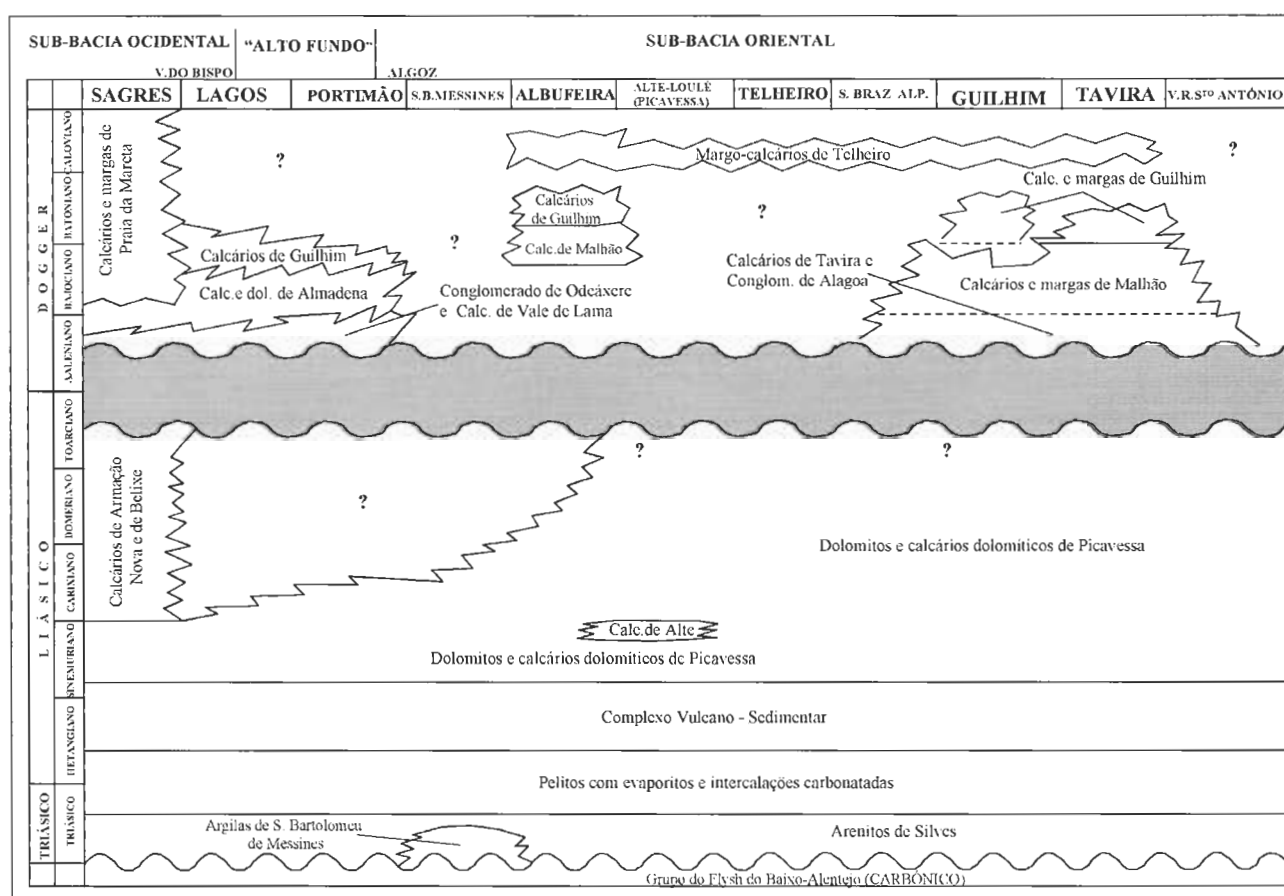



Fig. 13 – Síntese da litostratigrafia da Bacia do Algarve, do Triásico ao Jurássico Médio. As designações das unidades (informais) são as constantes da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000 (SGP, 1992), com excepção de: Arenitos de Silves (veja-se Fig. 12); Calcários de Alte, individualizados devido ao facto de a sua idade ter sido precisada recentemente; não especificação dos Dolomitos de Boavista, aqui incluídos nos Dolomitos e calcários dolomíticos de Picavessa. Veja- se, também, o texto.

– Synthesis of the Triassic to Middle Jurassic lithostratigraphy of the Algarve Basin. The units are informal and named according to the 1:500.000 Carta Geológica de Portugal (SGP, 1992), except for: Arenitos de Silves (see Fig. 12); Calcários de Alte, here specified because they were recently dated; and no specification of Dolomitos de Boavista, now included in the Dolomitos e calcários dolomíticos de Picavessa. See the text also.

nua, se dispõem paralelamente às formações encaixantes (Fig. 11). Aquele Complexo atinge 160m de espessura e é formado por 3 a 5 escoadas lávicas separadas por tufos vulcânicos e brechas explosivas ricas em fragmentos de calcário, sendo também frequentes cineritos, especialmente no Sotavento (N e NE de Tavira). Podem ser definidos ritmos eruptivos constituídos por lava-níveis dolomíticos-tufos vulcânicos e bombas, seguindo-se ritmos semelhantes nos quais as sequências explosivas se invertem, isto é, as sucessões são do tipo lava-tufo-brecha ou lava-brecha. O **Complexo vulcano-sedimentar** termina com fina camada piroclástica (tufos argilosos), a que sobrejazem os **Dolomitos e Calcários dolomíticos de Picavessa**, atribuídos ao Sinemuriano (e.g. MANUPPELLA *et al.*, 1992; Fig. 13).

Liásico: aprofundamento gradual da bacia

Em todo o Algarve o Lias basal é dolomítico (dolomitos e calcários dolomíticos; localmente, observa-se uma brecha dolomítica na base, que pode passar a conglomerado também dolomítico). A oeste da bacia, estes depósitos correspondem aos "Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche" de ROCHA (1976) e de ROCHA *et al.* (1983), para os quais é admitida uma idade sinemuriana, embora algo incerta; esta unidade foi posteriormente incluída (Carta Geológica de Portugal à escala 1: 500.000, SGP, 1992) nos **Dolomitos e Calcários dolomíticos de Picavessa**. Todavia, como se explicitará, as fácies dolomíticas são uma constante até aos finais do Liásico-início do Dogger nas séries do Algarve central e oriental.

A partir do Carixiano começa a processar-se a diferenciação da bacia em sub-bacias, com a inerente heterogeneidade dos regimes de sedimentação traduzidos nas variações de fácies actualmente observadas. Assim, a oeste (Sagres-"Fossa da Sinceira") as séries são margo-carbonatadas, de meio marinho aberto, com amonóides (mar epicontinental, *vide* ROCHA, 1976), enquanto no Algarve central e oriental sedimentaram carbonatos de meio pouco profundo e confinado, sendo a série dominada por litofácies dolomíticas. Saliente-se, também, a grande diferença na espessura total das séries do Lias, que variam de 150m no Algarve ocidental para 500-600m no Algarve central e oriental, evidenciando claramente uma subsidência diferencial no conjunto da bacia (MANUPPELLA, 1988; TERRINHA, 1998).

Na região de Sagres, como se disse, aos dolomitos basais sobrepõe-se uma série nitidamente baticrescente, traduzindo um ambiente marinho aberto e já de relativa profundidade. Esta série inicia-se pela unidade designada em ROCHA (1976) e ROCHA *et al.* (1983) como "Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Belixe" (50-55m), que representa uma litofácies atribuída a ambiente de talude, muito comum, para o mesmo intervalo de tempo, noutras regiões do domínio tetisiano, mas da qual não se conhece equivalente na Bacia Lusitânica (ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*, 1987a; TERRINHA, 1998). Sucedem-se (Belixe, Armação Nova) calcários compactos, calcários margosos e margas, com amonóides, materializando uma sedimentação hemipelágica típica; estes calcários e os calcários com nódulos de sílex subjacentes foram integrados numa mesma unidade, denominada **Calcários de Armação Nova e de Belixe**, na Carta Geológica 1:500.000 (1992); Fig. 13. As faunas de amonóides permitiram datar a série supra-dolomitos basais do Carixiano até ao Toarciano inferior (Biozona Serpentinus, *in* ROCHA, 1976). Segundo o mesmo autor, o Toarciano inferior algarvio é, também, rico em crinóides e em braquiópodes (*Spiriferina* sp.).

Não se reconheceram até agora, na Bacia Algarvia, o Toarciano médio, o Toarciano superior e quase todo o Aaleniano (com possível excepção da parte superior); esta lacuna generalizada poderá estar relacionada com variações eustáticas (segundo MANUPPELLA, 1988; MANUPPELLA *et al.*, 1988) e/ou com o episódio compressivo identificado na transição Lias-Dogger no Algarve (TERRINHA & RIBEIRO, 1995; TERRINHA, 1998; TERRINHA *et al.*, 2002). Na Bacia Lusitânica, pelo contrário, o Aaleniano está bem representado, como se referiu, o que poderá traduzir subsidência tectónica diferencial entre as duas margens da Ibéria (TERRINHA, 1998).

Na extensa região abrangida pela sub-bacia de Faro (entre o meridiano de Lagos e o rio Guadiana), as formações dolomíticas aumentam de potência, podendo constituir a totalidade da série liásica (Fig. 13). Em certos locais (Serra da Picavessa, Alte e Monte Brito), os dolomitos são intercalados por calcários calciclásticos, oolíticos, dismicríticos e micríticos; na Serra da Picavessa ocorrem também fácies de tipo recifal (e.g. RAMALHO, 1988). Em Alte, os calcários constituem uma unidade separada dos dolomitos sub e suprajacentes por superfícies de descontinuidade sedimentar, diacrónicas; todo este conjunto (cerca de 600m) corresponde aos **Dolomitos e Calcários dolomíticos de Picavessa**, *sensu* actual (englobando-se pois, nesta designação, as de "Formação da Boavista" *in* MANUPPELLA *et al.*, 1987c ou "Dolomitos da Boavista" *in* Carta Geológica 1: 500.000, SGP, 1992). Os **Calcários de Alte** aqui individualizados, são essencialmente micrites e dismicrites, de laguna marinha confinada, com frequente exposição subaérea; contêm uma associação de algas dasicladáceas (fundamentalmente *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA)) e de foraminíferos grandes bentónicos (*Lituosepta recoarensis* CATI, *Paleomayncina termieri* (HENSON), *Pseudopfenderina buterlini*? (BRUM), entre outros (RAMALHO & MANUPPELLA, inédito, *in* PEYBERNÈS *et al.*, 1993; AZERÊDO *et al.*, 2003) que permite datar aquela

unidade do Sinemuriano superior. Esta associação microfossilífera tem marcada afinidade com formas norte-africanas (Marrocos) descritas, nomeadamente, por HOTTINGER (1967) e por SEPTFONTAINE (1984). A unidade dolomítica suprajacente aos calcários com *Paleodasycladus mediterraneus* é atribuída ao Lias superior, por enquadramento.

Aaleniano-Bajociano e Batoniano: diferenciação dos ambientes deposicionais

A fase de erosão e exposição sub-aérea generalizada que afectou a passagem Lias-Dogger é assinalada por superfícies de descontinuidade sedimentar e tectónica, que definem a base de um novo ciclo transgressivo durante o qual a sedimentação marinha volta à bacia, em relação com fases distensivas que afectam as flexuras E-W e os grandes desligamentos N50 (*vide* MANUPPELLA *et al.*, 1987b,c, 1988). A base desta nova megassequência é marcada por fácies carbonatadas de ambiente litoral (calcários oolíticos, calcários oncolíticos, calcários dolomíticos, conglomerados calcários) que incluem, a oeste, calcários recifais (*vide* ROCHA, 1976; ROCHA *et al.*, 1983; MANUPPELLA *et al.*, 1987b,c). Estes depósitos integram as unidades **Conglomerado de Odeáxere e Calcários de Vale de Lama, Calcários de Guilhim** e de **Malhão** e **Calcários e dolomitos de Almadena** da Carta Geológica 1/500.000 (1992; Fig. 13) e são considerados do Aaleniano superior-Bajociano inferior, com base na presença de *Timidonella sarda* BASSOULLET (MANUPPELLA *et al.*, 1987b,c; MANUPPELLA, 1988).

Na sub-bacia de Sagres, o registo sedimentar do Dogger está particularmente bem exposto (arribas litorais), o que permitiu o seu estudo detalhado (ROCHA *et al.*, 1972; ROCHA, 1976), nomeadamente, das fácies recifais (bioermes e biostromas de coraliários da Praia da Mareta). Estes corpos recifais são posteriores ao Toarciano e encontram-se carsificados, estando o carso preenchido e recoberto por calcários detríticos com *Zoophycos* e amonites do Bajociano superior (recifes inferiores) ou por margas do Batoniano (recifes superiores), pelo que estão atribuídos ao Aaleniano?-Bajociano inferior (ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*, 1987a) ou médio (MANUPPELLA, 1988). Desde o Bajociano superior e até ao Caloviano superior (Biozona Athleta) a sedimentação hemipelágica mantém-se (**Calcários e margas de Praia da Mareta,** cerca de 150m). Esta série é rica em fósseis (amonóides, belemnóides, lamelibrânquios pelágicos, equinodermes, braquiópodes, foraminíferos Nodosariídeos, etc – *vide* ROCHA *et al.*, 1972; RUGET, 1973; ROCHA, 1976). Dentro da unidade podem ser definidas descontinuidades sedimentares correspondentes a lacunas secundárias e, no topo, observa-se a descontinuidade maior que separa o Dogger do Malm em Portugal (Fig. 13).

A sucessão descrita testemunha a existência, durante o Dogger, de uma barreira recifal, separando um domínio marinho externo (aberto a sul e sudoeste) de um domínio marinho interno (ROCHA, 1976). Este autor refere, ainda, a ocorrência de brechas recifais na mesma região e de calcários bioconstruídos sobre calcários oolíticos e pisolíticos (para leste da Praia da Mareta) o que, conjugado com o facto de os recifes estarem recobertos por sedimentos do Bajociano superior ao Batoniano, poderá ser interpretado como testemunho de acentuada retrogradação do sistema recifal, com fases intermediárias de agradação até ao nível de emersão. Tal comportamento "transgressivo" dos recifes coaduna-se bem com a evidente tendência baticrescente da série, em que as fácies hemipelágicas acabam por recobrir as fácies litorais.

O registo sedimentar na sub-bacia oriental (regiões de Faro e Tavira) mostra, para o Aaleniano superior?-Bajociano superior, uma sucessão de fácies carbonatadas de pequena profundidade (calcários oolíticos e bioclásticos, conglomerados calcários), que evolui "rapidamente" para fácies de plataforma externa (calcários biomicríticos com crinóides, "filamentos" e Nodosariídeos e calcários com nódulos de sílex), o que traduz incremento marcado do espaço disponível, tal como se verificou a oeste da bacia. Este conjunto integra os **Calcários de Tavira** e os **Conglomerados de Alagoa,** na base (Carta Geológica 1.500.000, 1992; Fig. 13) e a "Formação de Malhão" de MANUPPELLA *et al.* (1987b,c), cujo limite superior se baseia na ocorrência de raros amonóides, indicadores da transição Bajociano-Batoniano, em camadas suprajacentes aos calcários com nódulos siliciosos; a partir do Bajociano superior-Batoniano inferior a série do Algarve oriental é caracterizada por fácies hemipelágica, materializada por margas com amonóides (séries de Mealhas-Guilhim, "Formação de Guilhim"). Estas unidades foram integradas nos **Calcários e margas de Guilhim** e de **Malhão** na Carta Geológica 1.500.000 (1992) - Fig. 13.

No Batoniano inferior e médio regista-se uma inflexão regressiva relativa, pois a sedimentação processa-se de novo em ambiente de plataforma de alta energia (calcários calciclásticos e oolíticos com *Protopeneroplis striata, in* MANUPPELLA *et al.*, 1987b,c). No Batoniano superior a região é afectada por episódio compressivo (TERRINHA, 1998), ficando sujeita a exposição sub-aérea, com consequente erosão e formação de "hardgrounds". Esta fase compressiva já tinha sido preconizada, embora não evidenciada, por MANUPPELLA *et al.* (1988), com base na superfície de biselamento que afecta o Caloviano basal na sub-bacia de Faro.

Caloviano e passagem Dogger-Malm: re-uniformização do regime sedimentar e megadescontinuidade bacinal; fim do megaciclo sedimentar

No Caloviano verifica-se uma certa uniformização das fácies em toda a Bacia do Algarve, pois observam-se, em todos os afloramentos, sedimentos margo-carbonatados com cefalópodes (ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*,1987a; MANUPPELLA, 1988; RAMALHO, 1988). Como estes autores salientaram, a série caloviana ("Formação de Telheiro" *in* MANUPPELLA *et al.*, 1987a,b; **Margo-calcários de Telheiro** *in* Carta Geológica 1:500.000, 1992; Fig. 13) mostra um progressivo enriquecimento em carbonato, da base para o topo, sendo margosa na parte inferior, margo-calcária no Caloviano médio e calcária no Caloviano superior, este último apenas reconhecido na zona de Sagres. Para além dos amonóides são frequentes lamelibrânquios pelágicos ("filamentos") e belemnóides, rareando os fósseis de organismos bentónicos; é comum, também, a presença de fósseis piritizados. Estas características sugerem um regime de circulação relativamente restrita em profundidade (ROCHA, 1976). As associações de faunas de amonóides indiciam significativa melhoria da intercomunicação entre as duas bacias portuguesas, como mostra, por exemplo, a migração para sul de formas sub-boreais da família *Kosmoceratidae* (ROCHA, 1976).

No Algarve central e oriental a série caloviana é marcada, na base, por superfície de descontinuidade tectónica e sedimentar que aumenta de importância de oeste para este e de sul para norte: bisela o Liásico inferior no Espargal (a norte de Loulé), o Batoniano médio em Guilhim (a norte de Faro) e o Bajociano em Tavira. No final do Caloviano regista-se tendência regressiva generalizada e contacto discordante com o Malm, materializado por superfícies erosivas, ferruginização e discordâncias angulares (RAMALHO, 1972-73, 1981, 1988; ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*, 1987a,b,c; MANUPPELLA, 1988), à semelhança do que se verifica na Bacia Lusitânica e noutras bacias peri-atlânticas e peri-tétisianas, tal como já foi referido.

No Algarve, a diminuição do espaço de acomodação associada à passagem Caloviano-Oxfordiano ter-se-á feito sentir mais cedo a este (a partir do Caloviano médio, quando o registo sedimentar do Dogger termina) do que a oeste. Aqui, mais concretamente na região de Sagres, existe, como se disse, Caloviano superior de fácies pelágica; a sucessão é interrompida por discordância erosiva angular, acima da qual ocorre um nível de condensação com fósseis fosfatados e certamente reelaborados, muito rico em amonóides com idades do Caloviano superior ao Oxfordiano médio, Biozona Plicatilis (*in* RAMALHO, 1972-73; ROCHA, 1976). Estas observações parecem indicar que a oscilação regressiva não foi tão importante na sub-bacia de Sagres como na região oriental, tendo-se ali mantido sempre uma coluna de água suficiente para persistir sedimentação marinha, como autores anteriores referiram (ROCHA, 1976; MANUPPELLA *et al.*, 1988; RAMALHO, 1988). De qualquer modo, os episódios de fosfatização e remobilização representam, também, uma ruptura na continuidade da sedimentação hemipelágica evidenciando, ainda que de forma mais subtil, o condicionamento tectono-eustático. Em conclusão, em contraste com o que se verifica na Bacia Lusitânica, no Algarve os primeiros depósitos do Malm acima da descontinuidade são de fácies pelágica, com amonites (Oxfordiano médio); embora no Algarve ocidental este registo esteja limitado ao nível de remobilização acima referido, no Algarve oriental é mais completo (e.g. RAMALHO, 1981, 1988).

NOTA FINAL

A concluir, apresenta-se na Fig. 14 uma síntese comparativa das principais etapas da sedimentação (de acordo com o presente trabalho) durante o Trias, Lias e Dogger, nas bacias portuguesas, bem como dos eventos maiores que delimitam o megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano: na base, a megadescontinuidade correspondente à inconformidade anteMesozóico-Triásico e, no topo, a megadescontinuidade correspondente à desconformidade Dogger-Malm. Não se estabelece, intencionalmente, a comparação do registo observado em Portugal com os grandes ciclos transgressivos-regressivos definidos para bacias próximas, nomeadamente para o conjunto das bacias europeias (HARDENBOL *et al.*, 1998). Tal abordagem exigiria apresentação pormenorizada dos argumentos sedimentares e biostratigráficos, bem como discussão das causas possíveis para coincidências e discrepâncias, o que se justificaria em artigos temáticos de especialidade mas não se crê adequado ao objectivo do presente trabalho.

AGRADECIMENTOS

Expressamos o nosso reconhecimento ao Prof. Doutor Miguel Ramalho (Instituto Geológico e Mineiro), cuja intervenção empenhada e construtiva em diversas fases do trabalho em muito valorizou a versão final do mesmo. Agradecemos também aos colegas Pauliana Valente Pimentel e José Miguel Martins o generoso auxílio na digitalizacão de fotografias e na execução em computador de algumas das figuras, respectivamente.

BACIA LUSITÂNICA E SUB-BACIA DE SANTIAGO DO CACÉM	BACIA DO ALGARVE
Passagem Dogger - Malm: regressão acentuada, com exposição subaérea prolongada a leste; sedimentação lacustre a margino-marinha. **Megadescontinuidade bacinal (desconformidade Batoniano/Caloviano-Oxfordiano) e fim do megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano.**	***Caloviano e passagem Dogger-Malm:*** re-uniformização da sedimentação (meio marinho aberto), com tendência regressiva gradual para o topo. **Megadescontinuidade bacinal (desconformidade Caloviano-Oxfordiano) e fim do megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano.**
Batoniano-Caloviano: expressão máxima da rampa de alta energia (agradação dominante), com ambientes de ilhas-barreira, laguna e margino-marinho; deposição hemipelágica a W. Retrogradação no Caloviano inferior, seguindo-se nova inflexão regressiva.	
Bajociano-base do Batoniano: decréscimo acentuado do espaço de acomodação; rampa carbonatada em plena progradação. Episódios de fluxo gravítico na rampa distal (Bajociano superior); alternância emersão/imersão recorrente na rampa proximal (base do Batoniano). Lacuna em Sto de Cacém.	***Aaleniano superior-Bajociano e Batoniano:*** incremento da diferenciação dos ambientes deposicionais (hemipelágico a nerítico, incluindo recifal). Tendência baticrescente até ao Batoniano médio, seguindo-se inflexão regressiva.
Passagem Lias-Dogger (Toarciano-Aaleniano): incremento da diferenciação rampa proximal/ rampa distal; decréscimo gradual de espaço disponível. Lacunas localizadas de expressão diferencial (Arrábida, S.to de Cacém).	***Passagem Lias-Dogger (Toarciano-Aaleniano):*** ocorrência de lacuna generalizada (Toarciano médio-Aaleniano *pro parte*).
Liásico médio e superior: abertura acentuada ao meio marinho (mais externo a oeste); no Toarciano, episódios de fluxo gravítico (mais expressivos a W), ocorrência localizada de fácies bioconstruídas (a E) e de paleossismitos (Sesimbra).	***Liásico:*** aprofundamento gradual da bacia (meio marinho aberto a oeste, meio mais confinado a leste); subsidência diferencial (aumento para leste) e início da diferenciação dos ambientes sedimentares.
Sinemuriano superior: instalação de uma rampa carbonatada de baixa energia (inclinando para ocidente).	
Triásico Superior e base do Jurássico: fase inicial de preenchimento da bacia (sedimentação aluvio-fluvial) e invasão gradual do mar (meio margino-marinho); registo restrito, a sul (Sesimbra, S.to de Cacém) de um Complexo vulcano-sedimentar.	***Triásico Superior e base do Jurássico:*** fase inicial de preenchimento da bacia (sedimentação aluvio-fluvial) e invasão gradual do mar (meio margino-marinho); registo, em toda a bacia, de um Complexo vulcano-sedimentar.
Megadescontinuidade basal (inconformidade ante Mesozóico-Triásico) – início do megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano.	**Megadescontinuidade basal (inconformidade Carbónico-Triásico) – início do megaciclo sedimentar Triásico-Caloviano.**

Fig. 14 – Síntese das principais etapas evolutivas da sedimentação durante o Triásico, o Jurássico Inferior e o Jurássico Médio, em Portugal (segundo o presente trabalho).

– Comparative synthesis of the main depositional phases and events during the Triassic to mid Jurassic times, in Portugal (as in present work).

ANEXO

FORMAÇÕES CONSIDERADAS NESTE TRABALHO[1] PARA A BACIA LUSITÂNICA E A SUB-BACIA DE SANTIAGO DO CACÉM	PRINCIPAL BIBLIOGRAFIA QUE APOIA A CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES AQUI CONSIDERADAS COMO FORMAÇÕES
Arenitos de Silves (só em Sto. Cacém)	Choffat, 1887, 1903-1904; Palain, 1976; Inverno *et al.*, 1993.
Formação de Conraria	Carvalho, 1950; Soares et al., 1985, 1993a; Rocha *et al.*, 1990.
Formação de Castelo Viegas	Carvalho, 1950; Soares et al., 1985, 1993a; Rocha *et al.*, 1990.
Formação de Pereiros	Choffat, 1880, 1882, 1903-1904; Carvalho, 1950; Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985, 1993a; Rocha *et al.*, 1990.
Formação de Dagorda	Choffat, 1882, 1903-1904; Palain, 1976; Manuppella, 1983; Inverno *et al.*, 1993; Soares *et al.*, 1993a.
Formação de Coimbra	Choffat, 1880, 1882, 1903-1904; Mouterde *et al.*, 1971a, 1979 ; Soares *et al.*, 1985, 1993a; Rocha *et al.*, 1990.
Formação de Sesimbra	Manuppella & Azerêdo, 1996; presente trabalho.
Formação de Fateota-Santa Cruz (Sto. Cacém)	Manuppella, 1983; Inverno et al., 1993.
Formação de Água de Madeiros[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de Vale das Fontes[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de Lemede[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de S. Gião[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de Póvoa da Lomba	Barbosa *et al.*, 1988; Soares *et al.*, 1985, 1993a; Duarte & Soares, 2002.
Formação de Prado[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de Cabo Carvoeiro[2]	Duarte & Soares, 2002.
Formação de Fórnea[3]	Manuppella *et al.*, 1985, 2000; presente trabalho.
Formação de Barranco do Zambujal[3]	Ruget-Perrot, 1961; Henriques, 2000a; Manuppella *et al.*, 1985, 2000; presente trabalho.
Formação de Ançã	Rocha *et al.*, 1981, 1987; Barbosa *et al.*, 1988; Henriques, 1992; Soares *et al.*, 1993a.
Formação de Degracias	Ruget-Perrot, 1961; Machado & Manuppella, 1998; presente trabalho.
Formação de Andorinha	Rocha *et al.*, 1987; Barbosa *et al.*, 1988; Soares *et al.*, 1993a.
Formação de Sicó	Rocha *et al.*, 1987; Barbosa *et al.*, 1988; Soares *et al.*, 1993a; Machado & Manuppella, 1998; presente trabalho.
Formação de Chão das Pias[3]	Manuppella *et al.*, 1985, 2000; presente trabalho.
Formação de Serra de Aire[4]	Azerêdo, 1993; Manuppella *et al.*, 2000; presente trabalho.
Formação de Sto António-Candeeiros[4]	Carta Geológica de Portugal, 1: 500.000, 1992; Azerêdo, 1993, 1998; Manuppella *et al.*, 2000; presente trabalho.
Formação de Achada	Manuppella & Azerêdo, 1996; presente trabalho.
Formação de Pedreiras	Manuppella & Azerêdo, 1996; presente trabalho.
Formação de Cabo Mondego[5]	Mouterde *et al.*, 1971a, 1979; Rocha *et al.*, 1981,1987; Carta Geológica de Portugal, 1: 500.000, 1992; Soares *et al.*, 1993a.
Formação de Rodeado-Monte Branco (Sto. Cacém)	Manuppella, 1983; Inverno *et al.*, 1993.
Formação de Cabaços	Choffat, 1893 a,b; Ruget-Perrot, 1961; Ramalho, 1971; Mouterde *et al.*, 1971a,1979; Wilson, 1979 ; Leinfelder, 1983; Rocha *et al.*, 1996; Azerêdo et al., 2002b.

[1] Apresentadas pela ordem segundo a qual são citadas pela 1ª vez no texto, excepto os Arenitos de Silves dado o seu paralelismo com parte dos "Grés de Silves", referidos logo no início.

[2] Estas unidades foram objecto de formalização recente, pelo que aqui se indica, apenas, o respectivo trabalho, no qual estão assinalados todos os estudos anteriores relevantes, que estão também citados no presente texto.

[3] Embora com nomes geográficos comuns, estas unidades são agora delimitadas de modo substancialmente diferente do considerado em Manuppella *et al.*, 1985.

[4] As diversas fácies que integram a Fm de Serra de Aire e a Fm de Sto. António-Candeeiros, aqui propostas, têm sido frequente e muito simplificadamente englobadas na unidade informal "formação Candeeiros", designação surgida no âmbito dos trabalhos de prospecção petrolífera.

[5] Não tem qualquer correspondência com a unidade informal "formação Cabo Mondego" por vezes utilizada no âmbito dos trabalhos de prospecção petrolífera, referente ao Oxfordiano. Corresponde sim, em termos faciológicos, à "formação Brenha" dos mesmos trabalhos.

BIBLIOGRAFIA / REFERENCES

ADLOFF, M. C.; DOUBINGER, J. & PALAIN, C. (1974) – Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **LVIII**, 91-141.

ALMEIDA, A. C.; SOARES, A. F.; CUNHA, L. & MARQUES, J. F. (1991) – Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos*, Coimbra, **LXVI**, pp. 17-47.

ALMERAS, Y. (1994) – Le genre *Soaresirhynchia* nov. (*Brachiopoda, Rhynchonellacea, Wellerellidae*) dans le Toarcien du sous-bassin Nord-Lusitanien Portugal). *Docum. Lab. Géol. Lyon, Lyon*, **130**, 135 p.

ALMERAS, Y.; RUGET, C.; CARAPITO, M. C.; CARIOU, E. & MOUTERDE, R. (1991) – Biostratigraphie du Callovien de Pedrogão: le Portugal voie d'échanges fauniques au Callovien. *Mem. e Notícias, Publ. Museu Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, **112**, pp. 239-246.

ALVES, T. M.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W. & MONTEIRO, J. H. (2002) – Seismic stratigraphy and structure of Northern Lusitanian Basin (west Portugal): Triassic-Jurassic North-Atlantic rifting. *Marine Petrol. Geology*, **19**, pp. 727-754.

ALVES, T. M.; MANUPPELLA, G.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W. & MONTEIRO, J. H. (2003) – The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedim. Geology*, Amsterdam, **162**, pp. 273-303.

ANDRADE, B., HENRIQUES, M. H. & GARCÍA JORAL, F. (2000) – Aalenian (Jurassic) *Terebratulida* from the Cabo Mondego Section (Northern Lusitanian Basin). *The Millenium Brachiop. Congr.*, London, Abstr., 1 p.

ANTUNES, M. T.; ROCHA, R. B. & WENZ, S. (1981) – Faunule ichtyologique du Lias inférieur de São Pedro de Moel, Portugal. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **6**, pp. 101-116.

AZERÊDO, A. C. (1988a) – Preliminary note on peritidal facies of the Bathonian from Serra de S. Bento (Maciço Calcário Estremenho). *Procceed. 2nd Int. Symposium on Jurassic Stratig-raphy*, Lisboa, pp. 899-916.

— (1988b) – Calcareous debris-flow as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **74**, 56-67.

— (1993) – Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. *Tese de Doutoramento (não publicada), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa*, 366 pp.+36 ests. (2 vols.).

— (1995) – Foraminíferos bentónicos do Dogger da Bacia Lusitânica: valor estratigráfico e controlo ambiental. Resumos alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, *Memórias Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, Porto, **4**, pp. 29-32.

— (1998) – Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. *In*: V. P. Wright & T. Burchette (eds), Carbonate Ramps. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **149**, pp. 281-314.

— (1999) – Etudes micropaléontologiques dans les séries carbonatées du Jurassique moyen du Basin Lusitanien (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **86**, pp. 59-84.

AZERÊDO, A. C. & CABRAL, M. C. (2004) – Bio-sedimentary signatures of high-frequency salinity/subaerial exposure changes: examples from the Oxfordian of Portugal (Cabaços Formation). *Rev. Italiana Paleont Stratig.*, Milano **110** (1), pp. 231-238.

AZERÊDO, A. C.; CABRAL, M. C.; RAMALHO, M. M. & PEREIRA, R. (2002a) – Overview of microfossil assemblages and palaeoecological signatures in the Middle-Upper Jurassic transitional successions from the Lusitanian Basin, Portugal. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **89** pp. 155-178.

AZERÊDO, A. C. (coord.); CABRAL, M. C.; RAMALHO, M. M.; WRIGHT, V. P.; MARTINS, J. M.; PEREIRA, R.; BARRÓN, E. & MARTINS, S. M. (2000) – Passagem Jurássico Médio – Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização paleoclimática, sedimentar e estratigráfica. Projecto *PRAXIS XXI – PCNA/P/CTE/6/96 (relatório não publicado), FCT/Centro de Geologia Univ. Lisboa*, Lisboa, 79 pp.

AZERÊDO, A. C.; MANUPPELLA, G. & RAMALHO, M. M. (2003) – The Late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (south Portugal). *Facies*, Erlangen **48**, pp. 49-60.

AZERÊDO, A. C. & RAMALHO, M. M. (1991) – *Salpingoporella enayi* (Dasycladacean) in the Middle Jurassic of Portugal: stratigraphic implication and palaeoecological reconstruction. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **77**, pp. 65-76.

AZERÊDO, A. C.; RAMALHO, M. M. & WRIGHT, V. P. (1998) – The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. *Cuadernos Geol. Iberica*, Madrid, **24**, pp. 99-119.

AZERÊDO, A. C.; WRIGHT, V. P. & RAMALHO, M. M. (2002b) – The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, Oxford, **49** (6), pp. 1339-1370.

BARBOSA, B.; SOARES, A. F.; ROCHA, R. B.; MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M. H. (1988) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 19-A (Cantanhede). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 60 p.

BARRÓN, E. & AZERÊDO, A. C (2003) – Palynological study of the Jurassic (Callovian-Oxfordian) succession from Pedrógão (Lusitanian Basin, Portugal). Palaeoecological and palaeobiogeographical aspects. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, Stuttgart **227** (2), pp. 259-286.

BARRÓN, E.; AZERÊDO, A. C.; CABRAL, M. C.; RAMALHO, M. & PEREIRA, R. (1999) – Palinomorfos del Jurásico de Pedrógão (Portugal). Descripción y comparación con otros elementos micropaleontológicos y sedimentológicos. Actas da XV Jornadas de Paleontologia de España, Madrid. *Temas Geológico-Mineros, Inst. Tecnol.Geominero de España*, Madrid, **26**, pp. 186-191.

BASSOULLET, J. P. (1997) – Les grands foraminifères. *In* : E. Cariou & P. Hantzpergue (coords.), Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Mediterranéen. - *Groupe Français d'étude du Jurassique, Bull. Centre Rech. Elf Explor.-Prod.*, Pau, Mém. **17**, pp. 293-304.

BERGEN, J. A. (1987) – Jurassic nannofossils from Portugal. *Unpublished PhD Thesis, The Florida State University*, U. S. A., 464 p.

BOILLOT, G.; MOUGENOT, D. and COLLABORATORS (1978) – Carta geológica da plataforma continental de Portugal, à escala 1 1:1000.000. *Serv. Geol. Portugal e Inst. Hidrog.*, Lisboa.

BONNET, C. (1850) – Algarve (Portugal). Description géographique et géolgique de cette province. *Acad. Royale Scienc. Lisbonne*, Lisboa, 186 p.

BRUNEL, F.; BONNET, L.; RUGET, C.; REY, J.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R. (1998) – Variations des associations de Foraminifères dans le Domérien du bassin lusitanien, en relation avec les fluctuations de l'environnement. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A49-A52.

CABRAL, M. C.; AZERÊDO, A. C. & RAMALHO, M. (1998) – Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrógão (passagem Dogger-Malm). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A74- A77.

— (1999) - Les Ostracodes de Vale de Ventos (passage Dogger-Malm) – résultats préliminaires. *Abstracts European Palaeontological Association Workshop*, Lisboa, pp. 21-25.

— (2001) – Ostracodos do Jurássico Superior de Valverde (Bacia Lusitânica, Portugal): estudo preliminar. XVII Jornadas de la Sociedad Espanõla de Paleontología, Albarracín (Teruel, Espanha). *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, **5.1**, Zaragoza, pp. 68-73.

— (2003) – Microfauna (ostracodos, foraminíferos) do Caloviano-Oxfordiano da sondagem Vermoil-1, Leiria: estudo preliminar e comparação com a da série de Pedrógão. Ciências da Terra, Univ. Nova Lisboa, Lisboa, **n.º esp. V**, CD-ROM, pp. A11-A14.

CABRAL, M. C. & COLIN, J-P. (2002) – Taxonomie et paléoécologie de nouveaux ostracodes limniques Candonidae dans l' Oxfordien (Jurassique supérieur) du Portugal. *Geodiversitas*, Paris, **24** (1), pp. 61-76.

CARAPITO, M. C. (1998) – Biostratigrafia do Caloviano-Oxfordiano do Cabo Mondego. *In Livro-Guia das Excursões do V Congresso Nacional de Geologia (Excursão 1), Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, pp.65-69.

CARIOU, E.; MANGOLD, C.; THIERRY, J.; RUGET, C.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. (1988) – Biochronologie du Callovien inférieur et moyen de la province subméditerranéenne: apport de la coupe du Cap Mondego (Portugal). *2nd Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, pp. 407-418.

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, À ESCALA 1:500.000 (1992) – *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa (2 Folhas).

CARVALHO, G. S. (1946) – As formações geológicas mais antigas da Orla Mesozóica Ocidental de Portugal (Algumas observações de campo e a provável origem daquelas formações). *Tese de Doutoramento*, Coimbra, 127p.

— (1950) – Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, **27**, pp. 17-27.

— (1951) – A geologia do Baixo Mondego nos arredores de Coimbra (Estado actual do seu conhecimento). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, **29**, pp. 1-36.

CHOFFAT, P. (1880) – Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison. Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mem. Secção Trab. Geol. Portugal*, Lisboa, **XIII**, 72 p.

— (1882) – Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenite en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 3e série, **X**, pp. 267-295.

— (1887) – Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Comis. Trab. Geol. Portugal*, **I**, pp. 222-312.

— (1893a) – Sur les niveaux ammonitiques du Malm inférieur dans la contrée de Montejunto (Portugal). Phases peu connues du développement des mollusques. *Cont. Rend. Acad. Sciences*, Paris, **116**, pp. 833-835.

— (1893b) – Description de la faune jurassique du Portugal: Classe des Céphalopodes. 1ère série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. *Mém. Dir. Trav. Géol. Portugal*, Lisboa, 82 p.

— (1894) – Notice stratigraphique sur les gisements de végétaux fossiles dans le Mesozoique du Portugal. *In* Flore Fossile du Portugal, *Mem. Direct. Trav. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 229-282.

— (1903-1904) – L'Infralias et le Sinemurien du Portugal. *Comun. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **V**, pp. 49-114, 4 tabl..

— (1905) – Supplement a la description de l'Infralias et du Sinémurien en Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **VI**, pp. 123-143.

— (1908a) – Contribution a la connaissance du Lias et du Dogger dans la région de Tomar. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **VII**, pp. 140-167.

— (1908b) – Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida. *Mem. Com. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 1-89.

COLIN, J. P.; CABRAL, M. C.; DEPECHE, F. & METTE, W. (2000) – *Sinuocythere* n. g. (Ostracoda, Limnocytheridea, Timiriasevinae), a new genus of limnic ostracode from southern Tethyan Middle and Upper Jurassic. *Micropalaeontology* , **46** (2), pp. 123-134.

DE KAENEL, E. & BERGEN, J. A. (1993) – New Early and Middle Jurassic cocolith taxa and biostratigaphy from the eastern proto-Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP Site 547B). *Eclog.Geol. Helvetiae*, **86** (3), pp. 861-907.

DE KAENEL, E.; BERGEN, J. A. & PERCH-NIELSEN, K. (1996) – New Early and Middle Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of Western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **167** (1), pp.15-28.

DERCOURT, J. ; RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. (eds.) (1993) – Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. *Gauthier-Villars*, Paris, 307 pp., 14 mapas, 1 est..

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L., RICOU, L. E., KAZMIN, V .G., LE PICHON, X., KNIPPER, A., GRAND-JACQUET, C., SBORSHCHIKOV, L. M., BOULIN, J., SOROKHTIM, O., GEYSSANT, J., LEPURIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J. C., SAVOSTIN, L. A., WESTPHAL, M. & LAUER, J. P. (1985) – Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **8**, **I** (5), 637-652 pp.

DOMMERGUES, J. L. (1987) – L'évolution chez les Ammonitina du Lias Moyen (Carixien, Domerien basal) en Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, Lyon, **98**, pp. 1-297.

DOMMERGUES, J. L.; ELMI, S.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R.B. (1981) – Calcaire grumeleux du Carixien portugais. *In* A. Farinacci & S. Elmi (eds.), *Rosso Ammonitico Symposium Proceedings*, Edizioni Tecnoscienza, Roma, pp. 199-206.

DOMMERGUES, J. L. & MOUTERDE, R. (1987) – The endemic trends of liassic ammonite faunas of Portugal as the result of the opening of a narrow epicontinental basin. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, **58**, pp. 129-137.

DOUBINGER, J.; ADLOFF, C. & PALAIN, C. (1970) – Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoique portugais. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **270**, pp. 1770-1772.

DROMART, G. & ELMI, S. (1986) – Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique Central, Téthys occidentale). *C. R. Acad. Sc. Paris*, Paris, **303**, pp. 311-316.

DUARTE, L. V. (1991) – Os Margo-Calcários do Toarciano na Região de Rabaçal-Condeixa (Sul de Coimbra): Caracterização Sedimentológica e Evolução Sequencial. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra, **112**, pp. 15-36.

— (1994) – La Sedimentation Cyclique Marno-Calcaire dans le Toarcien du Bassin Lusitanien (Portugal). *Geobios, Mém. Sp.*, **17** (2), pp. 663-669.

— (1995) – O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética. *Tese de Doutoramento (não publicada), Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra*, 349p. + 14 ests.

— (1997) – Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **83**, pp. 65-94.

— (1998) – O Liásico superior da região de Porto de Mós. Contribuição para o seu estudo estratigráfico e sequencial. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A60-A63.

DUARTE, L. V. & HENRIQUES, M. H. (2001) – Les événements bio-sédimentaires du passage Lias/Dogger au Portugal. Importance pour la connaissance géodynamique du secteur Nord Atlantique. *Livre de Résumés du 16ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains*, Meknès, pp. 28-29.

DUARTE, L. V.; KRAUTTER & SOARES, A. F. (2000) – Faciès à spongiaires dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): Contexte sédimentologique et paléogéographique. *Strata, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier*, Toulouse, série 1, vol. 10, pp. 86-88.

— (2001) – Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **172** (5), pp. 637-646.

DUARTE, L. V. & SOARES, A. F. (1993a) – Un événement tempestite-turbiditique dans le Toarcien inférieur du bassin Lusitanien (Portugal): analyse de faciès et séquentielle. *Livre de Résumés 14th Regional Meeting of Sedimentology*, Marrakech, pp. 122-123.

— (1993b) – Eventos de natureza tempestítica e turbidítica no Toarciano inferior da Bacia Lusitaniana (Sector Norte). *Cadernos de Geografia, Fac. Let. Univ. Coimbra*, **12**, pp.89-95.

— (2002) – Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **89**, pp.

ELMI, S. ; ROCHA, R .B. & MOUTERDE, R. (1988) – Sédimentation pelagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. *Ciências Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **9**, pp. 69-90.

FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.; DUARTE, L. V. & HENRIQUES, M. H. (1999) – Reelaborated ammonites as indicator of condensed deposits from deep marine environments. Case study from Lower Pliensbachian lumpy limestones of Portugal. *Abstracts European Palaeontological Association Workshop*, Lisboa, pp. 42-46.

— (2000) – Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. *Rev. Soc. Geol. España*, Madrid, **13** (1), pp. 3-15.

GOMES, C. S. R. (1996) – Observações paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitaniana (1ª fase de rifting). *Tese de Doutoramento (não publicada), Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra*, 254p..

GRAMBAST-FESSARD, N. & RAMALHO, M. M. (1985) – Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Rev. Micropaléontologie*, Paris, **28**, (1), pp.58-66.

GUERY, F. C. (1984) – Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha-Montejunto). *Thèse Doctorat (inédit), Univ. Claude Bernard*, Lyon, 477 p.

GUERY, F. C.; MONTENAT, C. & VACHARD, D. (1986) – Évolution tectono-sedimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadure). *Bull. Centre Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, Pau, **10**, pp. 83-94.

HAMILTON, G. (1977) – Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclog. Geol. Helvetiae*, **70** (2), pp.575-597.

— (1979) – Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. *Eclog.Geol. Helvetiae*, **72** (1), pp.1-17.

HARDENBOL, J.; THIERRY, J.; FARLEY, M. B.; JACQUIN, T.; DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. (1998) – Jurassic Sequence Chronostratigraphy. In.: P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin & P. R. Vail (eds), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *SEPM, Spec. Publ.*, **60**, quadros 1 e 6.

HENRIQUES, M. H. (1989) – O limite Lias-Dogger no Baixo Mondego (Portugal) – ensaio de caracterização biostratigráfica. *Mem. e Notícias, Publ. Museu Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, **107**, pp. 37-42.

— (1992) – Biostratigrafia e Paleontologia (*Ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana). *Tese de Doutoramento (não publicada), Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra*, 301p. + 7 Est..

— (1995) – Les faunes d'ammonites de l'Aalénien portugais: composition et implications paléobiogéographiques. *In*: M. Gayet & B. Curtinat (eds), *First European Palaeontological Congress, Lyon, 1993, Geobios, Mem. Sp.*, Lyon, **18**, pp. 229-235.

— (2000a) – Aalenian of the Zambujal de Alcaria section (Central Lusitanian Basin, Portugal). Advances in Jurassic Research, *5th International Symposium on the Jurassic System*, Vancouver, 1998, *GeoResearch Forum*, Transtec Pub., Zurich, **6**, pp-85-94.

— (2000b) – Biostratigraphie (*Ammonoidea*) du passage Lias-Dogger dans le Bassin Lusitanian: la coupe de S. Gião. *Strata*, Sér.1, **10**, pp. 31-35.

HENRIQUES, M. H.; GARDIN, S.; SOARES, A. F.; GOMES, C. R.; ROCHA, R. B.; MARQUES, J. F.; LAPA, M. R. & MONTENEGRO, J. D. (1994) – La limite Aalénien-Bajocien au Cap Mondego (Portugal). *Proc.3rd Int. Meet. Aal. Baj. Strat., Miscellanea Serv. Geol. Nazion.*, Roma,V, pp. 63-77.

HENRIQUES , M. H.; LINARES, A.; SANDOVAL, J. & URETA, M. S. (1996) – The Aalenian in the Iberia (Betic, Lusitanian and Iberian Basins). *In*: A. C. Riccardi (ed.), Advances in Jurassic Research, *GeoResearch Forum*, Transtec Pub., Zurich, **1-2**, pp. 139-150.

HENRIQUES, M. H. & PERILLI, N. (2000) – Aalenian calcareous nannofossils of S. Gião and Serra da Boa-Viagem section (Lusitanian Basin, Portugal): preliminary results. *I Congr. Ibérico Pal./XVI Jorn. Soc. Esp. Pal.*, Évora, Res., pp. 93-94.

HOTTINGER, L. (1967) – Foraminifères imperforés du Mésozoique marocain. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, **209**, 168 p.

INVERNO, C. M. C., MANUPPELLA, G., ZBYSZEWSKI, G., PAIS, J. & RIBEIRO, M. L. (1993) – Notícia Explicativa da Folha 42-C (Santiago do Cacém) da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50.000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 75 pp.

KULLBERG, J. C. (2000) – Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana. *Tese de Doutoramento (não publicada), Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa*, 280 pp.

KULLBERG , J. C.; OLÓRIZ, F.; MARQUES, B.; CAETANO, P. S. & ROCHA, R. B. (2001) – Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sedim. Geology*, Amsterdam, **139** (1), pp. 49-70.

LEINFELDER, R. R. (1983) – New mapping results on sheet Setúbal (Sesimbra to Portinho da Arrábida, Serra da Arrábida, Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (2), pp. 295-324.

— (1987) – Multifactorial control of sedimentation patterns in na ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, **76** (2), pp. 599-631.

— (1993) – A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. *Profil*, Stuttgart, **5**, pp. 119-140.

MANGOLD, C. (1990) – Le Bathonien du Cap Mondego (N de Figueira da Foz, Portugal): Biochronologie et correlations. *Cahiers Univ. Catho. Lyon, sér.* Sci., Lyon, **4**, pp. 89-105.

MANUPPELLA, G. (1983) – O Dogger de Santiago do Cacém.*Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (1), pp. 47-61.

— (1988) – Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, Lisboa, **10**, pp. 67-71.

— (coord.) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1:100.000, 2 folhas. *Serv. Geol. de Portugal* , Lisboa.

MANUPPELLA, G., ANTUNES, A. TELLES, ALMEIDA, C. A. COSTA, AZERÊDO A. C., BARBOSA, B., CARDOSO, J. L., CRISPIM, J. A., DUARTE, L. V., HENRIQUES. M. H., MARTINS, L. T., RAMALHO, M. M., SANTOS, V. TERRINHA, P. (2000) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 27-A (Vila Nova de Ourém), 2ª edição. *Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 156 p.

MANUPPELLA, G. & AZERÊDO, A. C. (1996) – Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **82**, pp. 37-50.

MANUPPELLA , G.; MARQUES, B.; RAMALHO, M. M. & ROCHA, R. B. (1987a) – Le Jurassique de l'Algarve: stratigraphie et évolution sédimentaire. *Excursão C, 2nd Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa.

MANUPPELLA, G., MARQUES, B. & ROCHA, R. B. (1988) – Evolution tectono-sédimentaire du bassin de l'Algarve pendant le Jurassique. *2nd Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, pp. 1031-1046.

MANUPPELLA, G.; MOREIRA, J. C. B.; COSTA, J. R. G. & CRISPIM, J. A. (1985) – Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Estudos Notas e Trabalhos, S.F.M.*, Porto, **27**, pp. 3-48.

MANUPPELLA, G.; RAMALHO, M. M.; ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1987b) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 53-A (Faro). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 52 p.

— (1987c) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 53-B (Tavira). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 36 p.

MARTINS, J. M. (1998a) – Micropaleontologia e análise de fácies de formações do Jurássico Médio da região de Alvaiázere-Tomar. *Tese de Mestrado (não publicada), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa*, 164 p.

— (1998b) – Considerações sobre o Dogger da região de Tomar-Alvaiázere. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A71-A73.

MARTINS, J. M., AZERÊDO, A. C. & MANUPPELLA, G. (2001) – Polymorphic oncoidal/cyanophyte structures in Middle to basal Upper Jurassic limestones from the Lusitanian Basin, Portugal: palaeoecological and regional cartographic significance. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **88**, pp. 99-126.

— (2003) – Ciclicidade e pedogénese em calcários do Jurássico Médio: o exemplo da série de Melriça (Serra de Sicó). *Ciências da Terra*, Univ. Nova Lisboa, Lisboa, **n.º esp. V**, CD-ROM, pp. C49-C52.

MARTINS, L. T. (1991) – Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). *Tese de Doutoramento (não publicada), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa*, 418 p.

MOUGENOT, D.; MONTEIRO, J. H.; DUPEUBLE, P. A. & MALOD, J. A. (1979) – La marge continental sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **5**, 223-246.

MOUTERDE, R. (1955) – Le Lias de Peniche. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **XXXVI**, pp 87-115.

— (1967) – Le Lias moyen de São Pedro de Moel (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **LII**, pp. 185-208.

MOUTERDE, R.; DOMMERGUES, J. L. & ROCHA, R. B. (1983) – Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. II.- Carixien. *Ciências Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, 7, pp. 187-254.

MOUTERDE , R.; RAMALHO, M. M.; ROCHA, R. B.; RUGET, C. & TINTANT, H. (1971a) – Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, **18**, pp. 73-104.

MOUTERDE , R. & ROCHA, R. B. (1981) – Le Lias de la Région de Rio de Couros. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Lisboa, **22**, pp. 209-220.

MOUTERDE , R.; ROCHA, R. B.; ELMI, S.; RUGET, C.; ALMERAS, Y. & RULLEAU, L. (1998a) – Eléments biostratigraphiques pour le Toarcien moyen et supérieur de São Gião (Cantanhede, Portugal). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A57-A59.

MOUTERDE , R.; ROCHA, R. B. & KULLBERG, J. C. (1998b) – Stratigraphie du Lias et de l'Aalénien de la région de Vale de Todos (carte nº 23-B, Figueiró dos Vinhos, au 50.000e). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A64-A66.

MOUTERDE , R.; ROCHA, R. B. & RUGET, C. (1971b) – Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **LV**, pp. 55-86.

— (1978) – Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **63**, pp. 83-103.

MOUTERDE , R.; ROCHA, R. B.; RUGET, C. & TINTANT, H. (1979) – Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **5**, pp. 29-52.

MOUTERDE , R. & RUGET, C. (1967) – Le Lias des environs de Porto de Moz (SW du plateau de Fátima) - Étude du Barranco de Zambujal de Alcaria. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **LI**, pp. 253-281.

— (1975) – Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), **XVII** (5), pp. 779-786.

N'ZABA-MAKAYA, O.; ANDREU, B.; REY, J.; BRUNEL, F.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R. (1998) – Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A53-A56.

OLIVEIRA, J. T. (coord.) (1982-1983) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, Folha 7. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

— (1984) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, Notícia Explicativa da Folha 7. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

— (coord.) (1987-1988) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, Folha 8. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.

PALAIN, C. (1976) – Une série détritique terrígene, les "Grés de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S., Lisboa, **25**, 377 p.

— (1979) – Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais. *Ciências da Terra*, Univ. Nova Lisboa, **5**, pp. 11-28.

PAVIA, G. & ENAY, R. (1997) – Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. *Episodes*, **20** (1), pp. 16-22.

PEREIRA, R.; AZERÊDO, A. C. & FEIST, M. (1999) – Study on Charophytes of the Lusitanian Basin, Portugal – Pedrógão and Vale de Ventos (Middle-Upper Jurassic). *Abstracts European Palaeontological Association Workshop*, Lisboa, pp. 84-88.

PEREIRA , R.; AZERÊDO, A. C.; FEIST, M. & RAMALHO, M. M. (1998) – Estudo preliminar das Carófitas da base do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), pp. A79-A82.

PERILLI, N. & DUARTE, L. V. (1999) – Preliminary calcareous nannofossil biostratigraphy of the lower-middle Toarcian depositional sequences of the Lusitanian Basin. Actas da XV Jornadas de Paleontologia de España, Madrid. *Temas Geológico-Mineros, Inst. Tecnol.Geominero de España*, Madrid, **26** (I), pp. 308-310.

— (2003) – Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossils. *Ciências da Terra,* Univ. Nova Lisboa, Lisboa, **n.º esp. V**, CD-ROM, pp. A122-A125.

PEYBERNÈS, B.; MANUPPELLA, G. & CUGNY, P. (1993) – Découpage en séquences de dépôt, datées par les grands forminifères benthiques, du Dogger carbonaté du Sud du Portugal (Santiago do Cacém et Algarve). *Géol. Méditerranéenne*, **XX** (2), pp. 101-107.

PHELPS, R. (1985) – A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (Ibex and Davoei zones, Lower Jurassic) in North-West Europe and stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary. *Geobios*, Lyon, **18**, pp. 321-362.

PIMENTEL, N. L. (1998) – Considerações sedimentológicas sobre o Triásico de Santiago do Cacém. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84** (1), A38-A40.

PINHEIRO, L. M.; WILSON, R. C. L.; PENA DOS REIS, R.; WHITMARSH, R. B. & RIBEIRO, A. (1996) – The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. *Proc. ODP Sci. Results*, **149**, pp. 3-23.

PRATSCH, J. C. (1958) – Stratigraphisch-tectonische Untersuchungen im Mesozoikum von Algarve (Südportugal). *Beih. Zum Geol. Jahr.*, Hannover, heft **30**, 123 p.

RAMALHO, M. M. (1970) – *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **17** (2), pp. 123-127.

— (1971a) – Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa, **19**, 212 p. +39 est.

— (1971b) Observações micropaleontológicas sobre o Malm a Oeste de Sesimbra (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **55**, pp. 133-138.

— (1972-1973) – Observações micropaleontológicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **56**, pp. 451-470.

— (1981) – Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67** (1), pp. 41-45.

— (1988) – 400 milhões de anos de história do Algarve. *Anais do Município de Faro*, Faro, **XVII**, 45 p.

RASMUSSEN, E.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C. & VEJBAEK, O. (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, Amsterdam, **300**, pp. 199-225.

RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 p.

RIBEIRO, A. (coord.); SILVA, J. B.; CABRAL, J.; DIAS, R.; FONSECA, P.; KULLBERG, M. C.; TERRINHA, P. & KULLBERG, J. C. (1996) – Tectonics of the Lusitanian Basin. *C.E. C. Project MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348 (unpublished report)*, Lisboa, 126 p.

ROCHA, R. B. (1971) – Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente-Alvor. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, **XVII** (II-III), pp. 139-168.

— (1976) – Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **2**, 178 p.

ROCHA, R. B.; MANUPPELLA, G.; MOUTERDE, R.; RUGET, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1981) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 19-C (Figueira da Foz). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 126 p.

ROCHA, R. B. (coord.); MARQUES, B.; KULLBERG, J. C.; CAETANO, P.; LOPES, C., SOARES; A. F., DUARTE, L. V.; MARQUES, J.; GOMES, C. e COLLABORATORS (1996) – The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *C. E. C. Project MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348 (unpublished report)*, Lisboa, 4 vols.

ROCHA, R. B.; MARQUES, J. & SOARES, A. F. (1990) – Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). *Cahiers Univ. Cathol.* Lyon, sér. Sci., Lyon, **4**, pp. 121-126.

ROCHA, R. B.; MOUTERDE, R.; SOARES, A. F. & ELMI, S. (1987) – Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. *Excursão A, 2nd Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, 84 p.

ROCHA, R. B.; MOUTERDE, R. & TINTANT, H. (1972) – Formations récifales dans le Jurassique moyen d'Algarve occidental. *Rev. Fac. Ciências Lisboa*, , 2ª série, C, Lisboa, **XVII** (1), pp. 45-58.

ROCHA, R. B.; RAMALHO, M. M.; ANTUNES, M. T. & COELHO, A. V. P. (1983) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 52-A (Portimão). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 57 p.

ROUSSEL, L. (1977) – Spiriferines du Lias moyen et supérieur du Maroc et en Espagne. *Notes du Service Géologique du Maroc*, Notes et Mémoires, **268**, pp. 153 - 175.

RUGET, C. (1973) – Inventaire des microfaunes du Bathonien moyen de l'Algarve (Portugal). *Rev. Fac. Ciências Lisboa*, 2ª série,C, Lisboa, **XVII** (2), pp. 515-542.

RUGET, C.; THIERRY, J.; ROCHA, R. B.; DELANCE, J.H.; LAURIN, B.; MOUTERDE, R. & TINTANT, H. (1988) – Stratigraphie du Dogger et crise lusitanienne dans la Serra de Candeeeiros. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **9**, pp. 55-62.

RUGET-PERROT, C. (1955) – Études sur l'Aalénien inférieur au Nord du Tage. *Comun. Serv. Géol. Portugal*, Lisboa, **36**, pp. 129-150.

— (1961) – Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa, **7**, 197 p.

RUGET-PERROT, C. & MOUTERDE, R. (1957) – Etudes sur l'Aalénien supérieur au Nord du Tage. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **XXXVIII**, pp. 349-371.

RUSSELL, D. (1977) – Premiers résultats d'une prospection paléontologique dans le Trias de l'Algarve (Portugal). *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **3**, pp. 167-178.

SEPTFONTAINE, M. (1984) – Biozonation (a l'aide des Foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Rev. Micropaléontologie*, Paris, **27** (3), pp. 209-229.

SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1995) – A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. Resumos alargados do IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, *Memórias Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, Porto, **4**, pp.139-142.

— (1997) – Tectonic and eustatic signatures in the Lower and Middle Jurassic of the Lusitanian Basin. *Comunicaciones IV Congreso de Jurasico de España*, Alcañiz, pp. 111-114.

SOARES, A. F.; MARQUES, J. F. & ROCHA, R. B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, **100**, pp. 41-71.

SOARES, A. F.; ROCHA, R. B.; ELMI, S.; HENRIQUES, M. H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.; RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L.; CARAPITO, C. & KULLBERG, J. C. (1993a) – Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sci. Paris*, Paris, **317**, série II, pp. 1659-1666.

SOARES, A. F.; ROCHA, R. B.; MARQUES, B.; DUARTE, L. V.; MARQUES, J.; HENRIQUES, M. H. & KULLBERG, J. C. (1993b) – Contribution to the sedimentary organization of the

Lusitanian Basin (Triassic to Malm). In: Morton, N. & Boyd, D. (eds.): *Abstracts of Arkell International Symposium on Jurassic Geology*, London, 2 p.

TERRINHA, P. A. G. (1998) – Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin. *Unpublished PhD Thesis, University of London*, London, U. K., 430 p.

TERRINHA, P. A. G. & RIBEIRO, A. (1995) – Tectonics of the Algarve Basin, South Portugal. Resumos alargados IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, *Memórias Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto*, Porto, **4**, pp. 321-325.

TERRINHA, P. A. G.; RIBEIRO, A.; KULLBERG, M. C.; KULLBERG, J. C. & ROCHA, R. B. (1998) – Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **84/1**, D49-D52.

TERRINHA, P. A. G.; RIBEIRO, C.; KULLBERG, J. C.; LOPES, C.; ROCHA, R. B. & RIBEIRO, A. (2002) – Compressive episodes and faunal isolation during rifting in the Algarve and Lusitanian Basins, Southwest Iberia. *Journ.Geology*, Chicago, **110**, pp. 101-113.

TINTANT, H. (1967) – Remarques sur le Jurassique de l'Arrabida. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **LI**, pp. 5-19.

WAGNER, J. T.; SOUSA, M. J. L. & SILVA, F. G. (1983) – Stratigraphy and fossil flora of the upper Stephanian C of Buçaco, north of Coimbra (Portugal). *In* M. J. Sousa, (ed.): Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula. *Fac. Ciências Univ. Porto*, pp. 127-156.

WATKINSON, M. (1989) – Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. *Unpublished PhD Thesis, The Open University*, Milton Keynes, U.K., 390 p.

WILSON, R. C. L. (1979) – A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra, Univ. Nov. Lisboa*, Lisboa, **5**, pp. 53-85.

— (1988) – Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. España*, Madrid, **1**, pp. 393-407.

WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N.; WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **46**, pp. 341-362.

WRIGHT, V. P. (1985) - Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. *In*: D. F. Toomey & M. H. Nitecki (eds.) Palaeoalgology: contemporary research and applications. *Springer-Verlag*, New York, pp. 330-341.

WRIGHT, V. P. & WILSON, R. C. L. (1984) – A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journ. Sediment. Petrol.*, **54**, pp. 394-412.

ZBYSZEWSKI, G. (1959) – Etude structurelle de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **3**, 184 pp.

ZBYSEWSKI, G., MANUPPELLA, G. & FERREIRA, O. DA VEIGA (1974) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 27-A (Vila Nova de Ourém), 1ª edição. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 82 p.

ESTAMPAS

(fotografias dos autores, excepto quando indicado)

PLATES

(authors' photographs, except if indicated otherwise)

ESTAMPA I / PLATE I

Foto 1 – Discordância angular entre unidades do soco Pré-Câmbrico e do Triásico Superior (fácies terrígenas finas da Formação de Conraria). Região de Avelar (N de Coimbra).

Photo 1 – Angular unconformity between the Pre-Cambrian basement and fine-grained terrigenous deposits of the Upper Triassic Conraria Formation. Avelar region (N Coimbra).

Foto 2 – Aspecto das fácies conglomeráticas da Formação de Conraria (Triásico Superior), na região de Azega (Tomar).

Photo 2 – Conglomeratic facies of the Conraria Formation (Upper Triassic), in Azega region (Tomar).

Foto 3 – Passagem da Formação de Castelo Viegas (termo B1 de Palain, 1976; Noriano-Retiano), representada pelos níveis mais claros na parte inferior do corte, à Formação de Pereiros (termo C1 de Palain, 1976; Hetangiano). Castelo Viegas (Coimbra).

Photo 3 – Transition between the Castelo Viegas Formation (unit B1 of Palain, 1976; Norian-Rhetian), represented by the lowermost light-coloured beds, and the Pereiros Formation (unit C1 of Palain, 1976; Hettangian). Castelo Viegas (Coimbra).

Foto 4 – Alternância de pelitos avermelhados e acinzentados com níveis dolomíticos, da Formação de Pereiros (termo C2 de Palain, 1976; Hetangiano). A espessura total do afloramento fotografado é de cerca de 7m. Lamas (Miranda do Corvo).

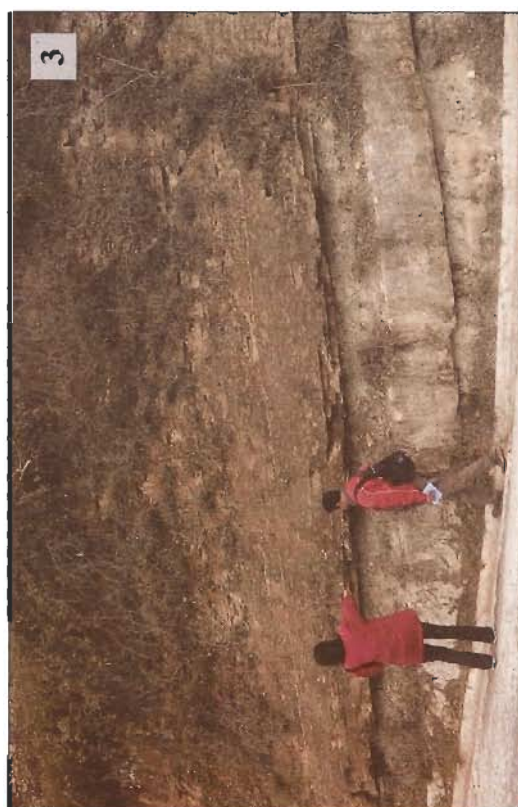
Photo 4 – Alternating reddish and greyish pelites with dolomitic levels, in the Pereiros Formation (C2 unit of Palain, 1976; Hettangian). The outcrop is about 7m thick. Lamas (Miranda do Corvo).

ESTAMPA II / PLATE II

Foto 1 – Passagem da Formação de Pereiros (depósitos finos mais brandos na parte inferior do afloramento; Hetangiano) à Formação de Coimbra (camadas dolomíticas amareladas, em lajes finas, na metade superior; Sinemuriano). Região de Areias-Chãos (N de Tomar).

Photo 1 – Transition between the Pereiros Formation (fine-grained, less resistant deposits at the lower part of the outcrop; Hettangian) into the Coimbra Formation (thin-bedded yellowish dolomitic levels, at the upper part; Sinemurian). Areias-Chãos region (N Tomar).

Foto 2 – Afloramento da Formação de Dagorda (Triásico Superior-Hetangiano) na Praia de Santa Cruz, evidenciando brechificação, figuras de colapso e deformação (relacionada com a estrutura halocinética do Vimeiro). Foto de M. Ramalho.

Photo 2 – Outcrop of the Dagorda Formation (Upper Triassic-Hettangian) at Praia de Santa Cruz, exhibiting brecciation, collapse features and deformation (related to the Vimeiro salt structure). Photo: M. Ramalho.

Foto 3 – Aspecto de pormenor do Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano-base do Sinemuriano?) na região de Santiago do Cacém.

Photo 3 – Detail of the volcanic-sedimentary Complex (Hettangian-basal Sinemurian?) at Santiago do Cacém.

Foto 4 – Aspecto do membro dolomítico da Formação de Coimbra (Sinemuriano) em Coimbra, com carsificação importante. O afloramento tem cerca de 8m de altura (espessura).

Photo 4 – View of the dolomitic member of the Coimbra Formation (Sinemurian) at Coimbra, displaying significant karstification. The outcrop is about 8m high (thick).

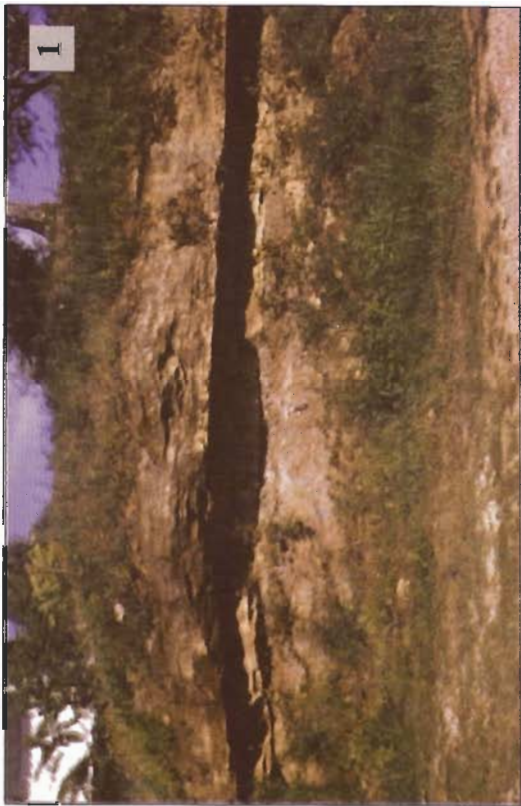
Est. II/Pl. II

ESTAMPA III / PLATE III

Foto 1 – Aspecto geral da série margo-calcária da base da Formação de Vale das Fontes (Carixiano), em Peniche.

Photo 1 – View of the marly-limestone succession in the lowermost part of the Vale das Fontes Formation (Carixian), at Peniche.

Foto 2 – Margas cinzentas com níveis betuminosos, do topo da Formação de Vale das Fontes (Domeriano inferior). Praia da Pedra do Ouro (S. Pedro de Moel).

Photo 2 – Grey marls with bituminous levels, from the uppermost part of the Vale das Fontes Formation (Lower Domerian). Praia da Pedra do Ouro (S. Pedro de Moel).

Foto 3 – Alternância de margas e calcários da Formação de S. Gião (Toarciano), na zona de Maria Pares (Rabaçal). A superfície visível na base do corte corresponde ao topo da Formação de Lemede.

Photo 3 – Alternating marls and limestones, from the S. Gião Formation (Toarcian), in the region of Maria Pares (Rabaçal). The surface at the base of the section corresponds to the top of the Lemede Formation.

Foto 4 – Níveis arenítico-conglomeráticos (camadas castanhas, mais escuras) correspondentes a fácies detríticas de canal, intercaladas em margo-calcários, no Toarciano inferior da região de Peniche (Formação de Cabo Carvoeiro). Os níveis detríticos são decimétricos, mas com variações laterais.

Photo 4 – Sandy-conglomeratic beds (darker brown beds), corresponding to detrital channel-facies, interbedded with marls and limestones from the Lower Toarcian of Peniche (Cabo Carvoeiro Formation). The detrital beds are decimetric, but with lateral variations.

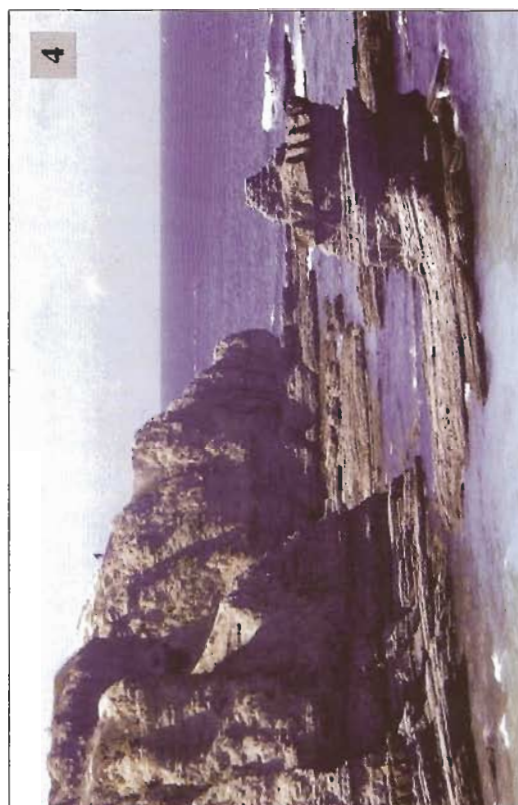
Est. III/Pl. III

Estampa IV / Plate IV

Foto 1 – Bioconstrução de espongiários, ocorrendo na base da Formação de Póvoa da Lomba (Toarciano superior), em Rabaçal.

Photo 1 – Sponge mud-mound, which occurs at the base of the Póvoa da Lomba Formation (Upper Toarcian), at Rabaçal.

Foto 2 – Calcários bioclásticos, oolíticos e detríticos, com estratificação oblíqua e morfologia canalizada, do Toarciano superior. Formação de Cabo Carvoeiro, Peniche.

Photo 2 – Upper Toarcian skeletal, oolitic and detrital limestones, exhibiting cross-lamination and channelized morphology, in the Cabo Carvoeiro Formation (Peniche).

Fotos 3 e 4 – Alguns dos aspectos observáveis nos depósitos carbonatados atribuíveis a paleossismitos, no Toarciano inferior da região de Sesimbra (Formação de Sesimbra): "slumps" (3), fragmentação intraformacional (3,4), incluindo estruturas de colapso (4), níveis conglomeráticos (intraclastos "achatados" orientados), níveis micríticos com clastos flutuantes e níveis com laminação horizontal.

Photos 3 and 4 – Examples of some of the features observed in the carbonate deposits interpreted as palaeoseismites, from the Lower Toarcian of Sesimbra region (Sesimbra Formation): slumps (3), intraformational fragmentation (3,4), including collapse features (4), conglomeratic levels (with oriented "flat-pebbles"), micritic levels with floating clasts and horizontally-laminated levels.

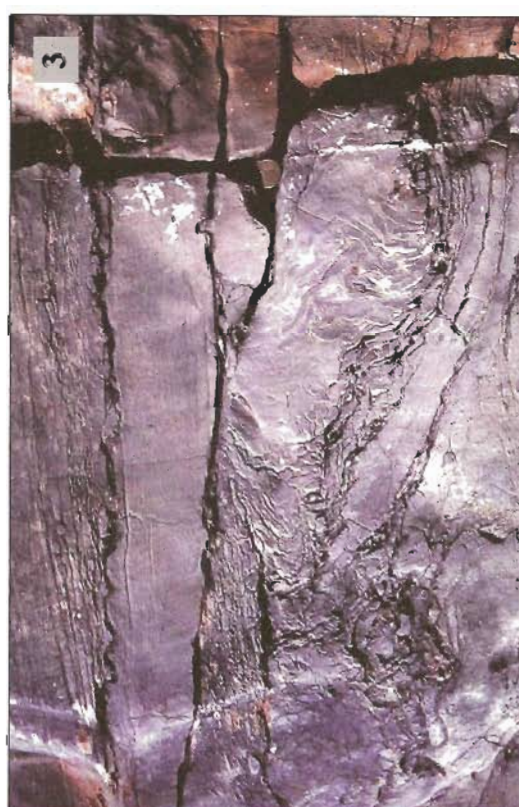
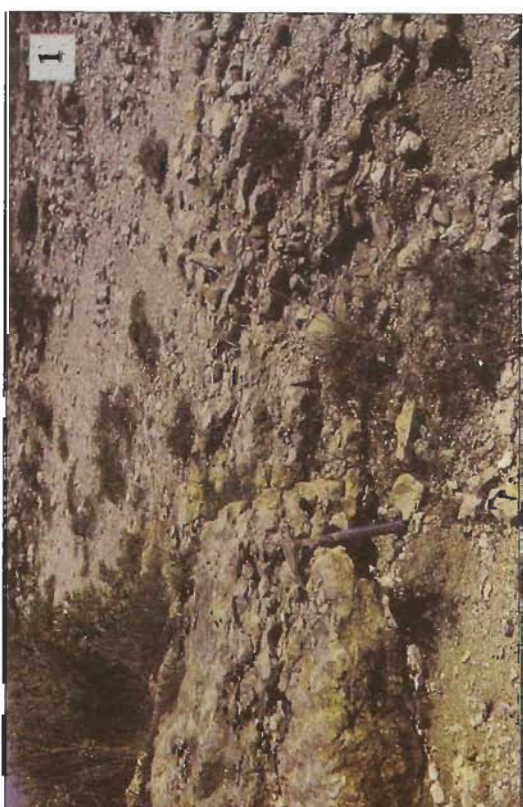
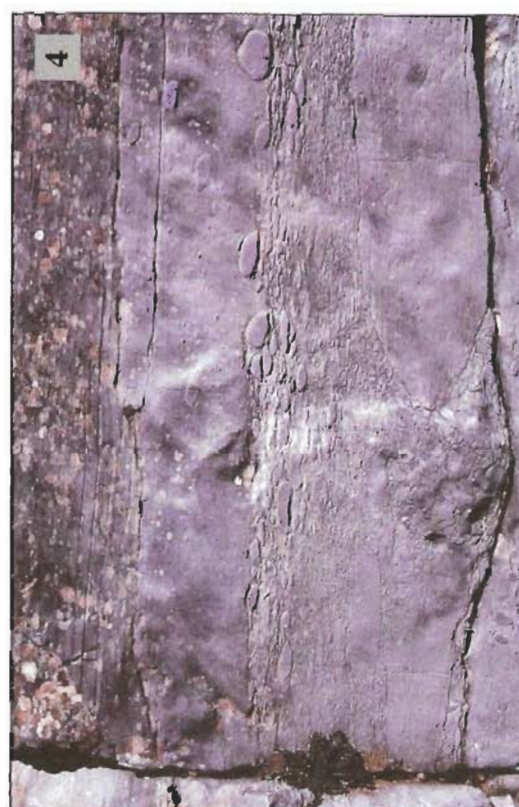
Est. IV/Pl. IV

Estampa V / Plate V

Foto 1 – O estratotipo de limite do Bajociano (Global Stratotype Section and Point: GSSP), estabelecido no Cabo Mondego em 1996, pela IUGS (International Union of Geological Sciences). "Ab" refere-se à numeração das camadas tal como consta da descrição do estratotipo. A espessura total dos estratos visíveis é de cerca de 3m. Formação de Cabo Mondego.

Photo 1 – The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Bajocian, established at Cabo Mondego in 1996, by the IUGS (International Union of Geological Sciences). "Ab" refers to bed numbers as in the description of the stratotype. The total thickness of the beds is about 3m. Cabo Mondego Formation.

Foto 2 – Vista panorâmica da série margo-calcária, de meio marinho aberto, do Barranco do Zambujal (região de Porto de Mós, Maciço Calcário Estremenho): a seta indica, aproximadamente, a passagem da Formação de Barranco do Zambujal (sucessão predominantemente margosa; Aaleniano-Bajociano inferior) à Formação de Chão das Pias (predominantemente calcária; Bajociano inferior terminal a superior).

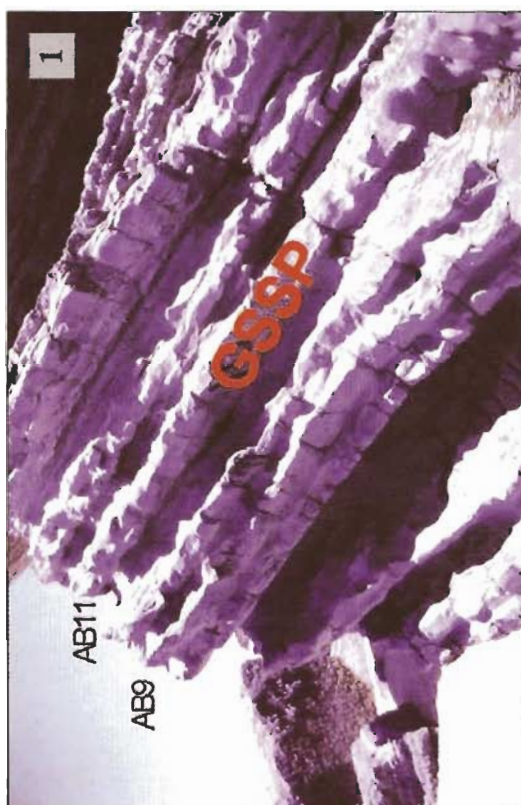
Photo 2 – Panoramic view of the open-marine marly-limestone succession at Barranco do Zambujal (Porto de Mós region, Maciço Calcário Estremenho): the arrow indicates the approximate boundary between the Barranco do Zambujal Formation (mostly marly; Aalenian-Lower Bajocian) and the Chão das Pias Formation (mostly limestone; late Lower to Upper Bajocian).

Foto 3 – Aspecto geral típico dos calcários puros, de cor clara, das fácies de meio marinho interno do Dogger; o afloramento tem cerca de 3m de espessura. Parte inferior da Formação de Sto António-Candeeiros (Batoniano inferior), zona de Casal Velho (S. Bento), Maciço Calcário Estremenho.

Photo 3 – Typical generic aspect of the pure, light-coloured limestones from the Middle Jurassic shallow-marine facies; the outcrop is about 3m thick. Lower part of the Sto António-Candeeiros Formation (Lower Bathonian), Casal Velho (S. Bento), Maciço Calcário Estremenho region.

Foto 4 – Aspecto de pormenor de um biostroma de coraliários, na parte inferior da Formação de Santo António-Candeeiros (Batoniano inferior). Vale Florido, Maciço Calcário Estremenho.

Photo 4 – Detail of a coral biostrome from the lower part of the Santo António-Candeeiros Formation (Lower Bathonian). Vale Florido, Maciço Calcário Estremenho region.

Est. V/Pl. V

Estampa VI / Plate VI

Fotos 1 e 2 – Alguns dos aspectos observáveis nos depósitos gravíticos calcários, de meio marinho externo, do Bajociano superior, expostos na zona de Baleal: depósitos de fluxo-de-detritos (1,2), deformação sinsedimentar, incluindo dobras (2), recobrimentos irregulares. Formação de Cabo Mondego.

Photos 1 and 2 – Some examples of the features displayed by the outer-marine calcareous mass-flow deposits from the Upper Bajocian, exposed at Baleal: debris-flow deposits (1,2), sinsedimentary deformation, including folds (2), irregular drapes. Cabo Mondego Formation.

Foto 3 – Aspecto de pormenor de feixes de laminação oblíqua planar e enconchada, associados a laminação paralela horizontal, em calcários oolíticos e bioclásticos, de ambiente de barreira. Batoniano (Formação de Sto António-Candeeiros), em Cabeço das Fontes (zona de Pé da Pedreira), Maciço Calcário Estremenho.

Photo 3 – Detail of planar and trough cross-laminated sets, associated with horizontal parallel lamination, in oolitic-skeletal limestones typical of barrier settings. Bathonian (Sto António Candeeiros Formation) from Cabeço das Fontes (Pé da Pedreira zone), Maciço Calcário Estremenho.

Foto 4 – Aspecto de pormenor de calcários micríticos com estruturas fenestradas e micro-lentículas intra-oncosparíticas, típicos de ambiente perimareal. Batoniano superior (parte superior da Formação de Serra de Aire), em Cabeça Gorda (Serra dos Candeeiros), Maciço Calcário Estremenho.

Photo 4 – Detail of fenestral limestones with intraclastic-oncosparitic lenses, typical of peritidal settings. Upper Bathonian (uppermost part of the Serra de Aire Formation), from Cabeça Gorda (Serra dos Candeeiros), Maciço Calcário Estremenho.

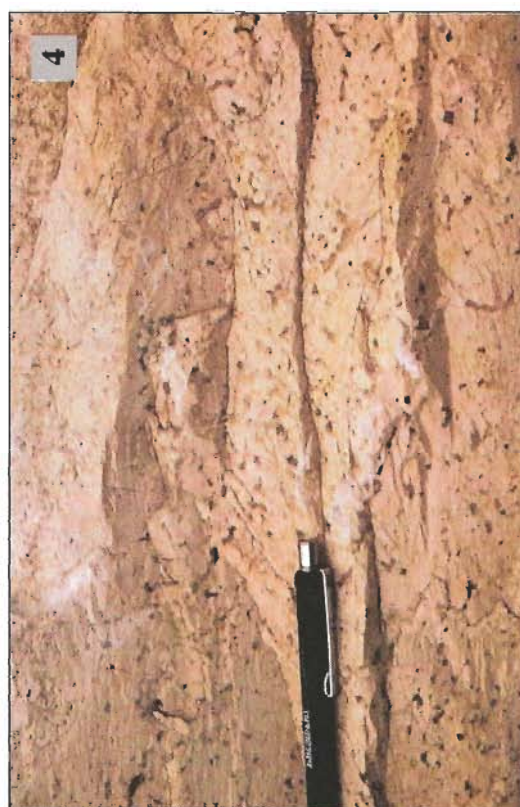
1
2
3
4

ESTAMPA VII / PLATE VII

Foto 1 – Aspecto de afloramento do Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano-Sinemuriano?) no Algarve (zona de Cordeiros, São Bartolomeu de Messines).

Photo 1 – Field view of the volcanic-sedimentary Complex (Hettangian-Sinemurian?) in Algarve (Cordeiros region, S. Bartolomeu de Messines).

Foto 2 – Depósito de sal-gema (Hetangiano), com deformação tectónica. Loulé (Algarve central).

Photo 2 – Salt deposit (Hettangian), tectonically deformed. Loulé (central Algarve).

Foto 3 – Recife carsificado, atribuído ao Bajociano inferior, estando o paleocarso recoberto e preenchido por calcários detríticos do Bajociano superior (cf. ROCHA, 1976). Praia da Mareta (Algarve ocidental).

Photo 3 – Karstified reef, attributed to the Lower Bajocian, draped by, and in-filled with, detrital limestones of Late Bajocian age (cf. ROCHA, 1976). Praia da Mareta (western Algarve).

Foto 4 – Aspecto de pormenor do nível condensado com fósseis fosfatados que caracteriza a base do Malm (Oxfordiano médio a superior), após a discordância Dogger-Malm, na zona de Sagres.

Photo 4 – Detail of the condensed level with phosphatized fossils, that characterizes the base of the Upper Jurassic (Middle to Upper Oxfordian), above the Middle-Late Jurassic unconformity, in Sagres region (western Algarve).